3 1761 06567345 1

BRIEF
GB
0016411

Die tallosen Berge an der Bucht von Rio de Janeiro

von

Dr. B. Brandt.

Mit 3 Ansichtstafeln, 1 Karte und 15 Textfiguren.

---

onderabdruck aus Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg Band XXX.

Hamburg
L. Friederichsen & Co.
1917

Digitized by the Internet Archive
in 2010 with funding from
University of Toronto

http://www.archive.org/details/dietallosenberge00bran

Die tallosen Berge an der Bucht von Rio de Janeiro

von

Dr. **B. Brandt.**

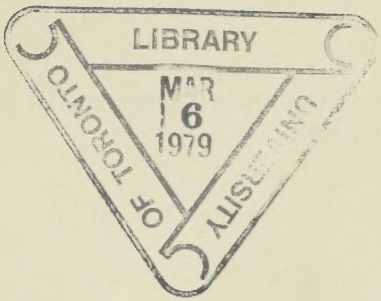
Mit 3 Ansichtstafeln, 1 Karte und 15 Textfiguren.

Sonderabdruck aus Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg Band XXX.

564765
2. 7. 53

Brief
GB
0016411

Hamburg
L. Friederichsen & Co.
1917


LIBRARY
MAR
16
1979
UNIVERSITY
OF TORONTO

Vorbemerkungen.

Der folgende Aufsatz beschäftigt sich mit einem beschränkten Gebiete, welches morphologisch vor den benachbarten Gegenden ausgezeichnet ist und von alters her den Ruf einer individuellen Landschaft hat. Seine Eigenart und die Unterschiede gegenüber der Umgebung werden in den ersten drei beschreibenden Abschnitten behandelt. Es sind aber weniger die Formen, welche Veranlassung gegeben haben, die Landschaft am Eingange der Bucht von Rio de Janeiro zu untersuchen, als der Umstand, daß man hier aus Gründen, die sich im Laufe der Untersuchung ergeben werden, besser als irgendwo im Küstengebirge die Wirksamkeit der die Landschaft verändernden zerstörenden Kräfte beobachten kann. Die Tätigkeit der Erosion und der Verwitterung und Abtragung in diesem Randgebiete der Tropenzone verglichen mit der in vergleichbaren Gebirgen unter gemäßigtem Klima wirksamen steht im Mittelpunkte der Betrachtungen. Ihr ist der Hauptteil des Aufsatzes, die Abschnitte 4 bis 6 gewidmet.

Die Ursachen der Besonderheit der Landschaft haben aber auch den zerstörenden Kräften besondere, in benachbarten Gegenden nicht eingeschlagene Wege gewiesen. Das nötigt einerseits, auf diesen Sonderfall der tropischen Erosion und Abtragung näher einzugehen (Abschnitt 7) und zieht andererseits die Besprechung der Entstehung des Landschaftsbildes ganz von selbst nach sich (Abschnitte 8 und 9).

Ein vollständig klares, in allen Punkten genügend begründetes Bild von der allmählichen Entwicklung der Landschaft kann aber noch nicht gegeben werden, weil der Stand der geologischen Kenntnis des weiteren Gebietes noch nicht die Höhe erreicht hat, die wir für morphologische Arbeiten in unserer Heimat erfordern, und weil wichtige Fragen der letzten erdgeschichtlichen Vergangenheit erst im Beginne ihrer Klärung stehen. So die Wirkungen der Erosion und der Abtragung während der Pluvialzeit. Obwohl daher die letzten Fragen

nur unvollkommen, lückenhaft und unsicher beantwortet werden können, soll doch nach einem Wege, der Lösung näher zu kommen, gesucht werden, weil die Möglichkeiten der Beantwortung andere morphologische Probleme anschneiden und zur endgültigen Klärung anregen können.

Der durch den Krieg veranlaßte vorzeitige Abschluß der Arbeit, der weitere beabsichtigte Paralleluntersuchungen vereitelte und die Niederschrift des Aufsatzes im Felde, wobei noch ein wichtiger nicht wieder zu ersetzender Teil des Materiales verloren ging, zeitigte weitere Unvollkommenheiten, insbesondere den Mangel eines Literaturverzeichnisses und der genauen Angabe der Zitate. Bezüglich des wesentlichsten Teiles der Abhandlung genüge der Hinweis auf die bekannten neueren Forschungen Götzingers, Sappers, Passarges, Voltz's und ähnlicher Arbeiten, die die Anregung zu vorliegenden Untersuchungen gegeben haben.

Die beste Karte des behandelten Gebietes ist Hungers Planta do Rio de Janeiro, 1 : 20000 mit Höhenlinien im Abstande von 10 Metern. Auf ihr beruht die angefügte Kartenbeilage. Tafel 4.

Die Tafeln 1, 2, 3 sind nach käuflichen Photogrammen angefertigt.

Korelitschi, Gouv. Minsk, im Januar 1916.

Dr. B. Brandt.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorbemerkungen 3
1. Das Landschaftsbild 7
Gliederung, Abgrenzung und Zweiteilung der Landschaft 7
2. Die tallosen Berge 11
3. Das zertalte Gebiet 16
4. Der Boden 19
Verwitterung an kahlen Gipfeln 20
Verwitterung an kahlen Felsflächen innerhalb der Walddecke . . 21
Verwitterung an waldbedeckten wenig geneigten Flächen 22
Der Boden bewaldeter Gehänge 24
5. Entwässerung und Erosion 24
Beobachtungen über Entwässerung und Erosion 24
Entwässerungswege 25
Aufnahme der Bodenfeuchtigkeit 26
Abgabe der Bodenfeuchtigkeit 26
Bewegung der Bodenfeuchtigkeit 26
Einfluß des Gehänges auf die Durchfeuchtung des Bodens . . 27
Oberflächlicher Ablauf 27
Beziehungen zwischen Bodenfeuchtigkeit und oberflächlichem Ablauf 28
Verwitterungsboden und Niederschläge 28
Gipfel und Niederschläge 30
Gehänge und Niederschläge 31
Entwässerung der tallosen Berge 33
Erosion an den tallosen Bergen 34
Regenrillen 36
Der tallose Berg als Glied in einer Formenreihe 36
Erosion im zertalten Gebiete 37
Anlage des Talnetzes 38
6. Abtragung 39
Beobachtungen über Erdfließen im brasilischen Küstengebirge . . 39
Mittelbare Anzeichen für Hangbewegungen 41
Die Grundlagen des Erdfließens im brasilischen Küstengebirge . . 42
Abtragung an den Gipfelflächen 43
Abtragung an den Gehängen 45
Rückschlüsse aus der Gehängeform auf den Abtragungsvorgang 45
Fließformen 45
Form der Gehänge 46
Einfluß der Walddecke auf die Abtragung 47
Tiefenwirkung des Erdfließens 48
Der Vorgang des Erdfließens unter der Walddecke 49
Anzeichen einer derartigen Formenreihe 50
7. Die Entstehung der Formen 51
Der Abschälungsvorgang 52
Allgemeiner Ablauf der Mantelabschälung 53

Seite

Unregelmäßigkeiten im Ablauf der Mantelabschälung 54
Ablagerung des abgetragenen Verwitterungsbodens 57
8. Die Zweiteilung der Landschaft 58
Die Verteilung der Schuttmassen 58
Anzeichen einer negativen Niveauverschiebung 61
9. Rück- und Ausblick 62

Textabbildungen.

1. Skizze des Gebietes und der Umgebung 7
2. Begrenzung der tallosen Berge. 4 Typen 12
3. Aufbau des Zuckerhutes. Ansicht und Querschnitt 13
4. Aufbau des Penedo da Urca. Ansicht und Längsschnitt. 13
5. Aufbau eines tallosen Berges. Schema 16
6. Verteilung des Verwitterungsschuttes. Zweiteilung der Landschaft 19
7. Beschaffenheit des Verwitterungsbodens im tropischen und im außertropischen Gebirge 23
8. Entwässerung des Gehänges. 3 Phasen. 32
9. Schutthalde, halbschematisch 46
10. Schema der Gehängeveränderung 49
11. Schema der Mantelabschälung 52
12. Schema der Schutthaldenbildung 57
13. Massenverlust und Schuttmenge 58
14. Verlandung von Buchten, halbschematisch. 3 Phasen 62
15. Schema der Lagerveränderung des Meeresspiegels. 64

Tafeln (mit Erläuterungen).

1. Blick vom Zuckerhut (395 m) nach Westen bis Südwesten.
2. Blick von der Corcovadozinne (704 m) nach Osten bis Südosten.
3. Nordhang des Morro de São João von der Botafogoebene aus gesehen.

Kartenbeilage.

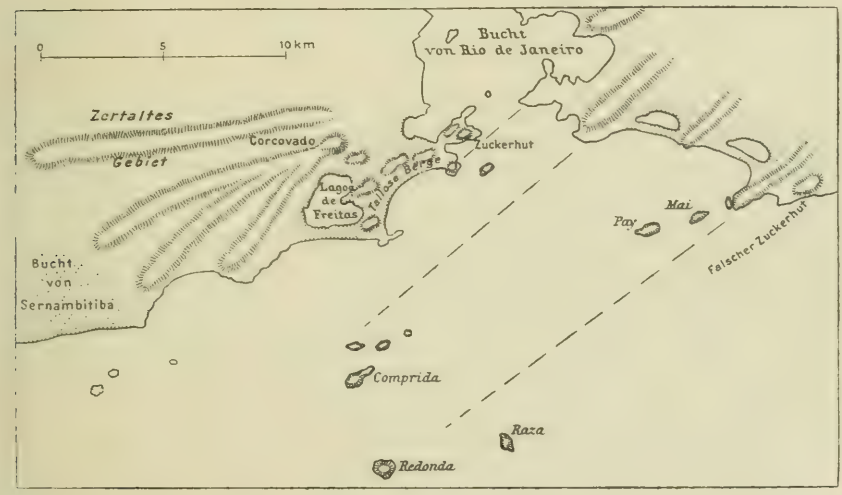
Tafel 4. Landschaftsausschnitt westlich vom Eingange der Bucht von Rio de Janeiro 1: 30000.

1. Das Landschaftsbild.

Gliederung, Abgrenzung und Zweiteilung der Landschaft.

Nähert man sich dem Hafen von Rio de Janeiro vom Kap Frio her (Abb. 1), so beginnt das Panorama des Buchteinganges sich zu entwickeln, sobald man in Höhe des sogenannten falschen Zuckerhutes aus der westlichen in die nordwestliche Richtung übergeht. Dieser ungewöhnliche, von den bisher an der Küste sichtbaren Bergformen abweichende Felskegel bildet den rechten Pfeiler des

Abb. 1.



äußersten Einganges zur Bucht, während man als den linken die kleine Insel Raza auffassen kann, die etwa 15 km von der Küste entfernt aus dem Meere auftaucht. Der falsche Zuckerhut gehört einer nordostsüdwestlich streichenden, kettenförmigen Gebirgsmasse an, die mit einem Vorgebirge ins Meer hinausspringt und deren Fortsetzung

unter dem Meeresspiegel noch ein paar mal in Gestalt kleiner Inseln auftaucht (Paý, Mai). In der weiteren Verlängerung der Kette liegt der linke Torpfeiler Raza. In geringem Abstande von diesem Gebirgszuge schiebt ein zweiter paralleler die Küstenlinie vor. Seine Verlängerung trifft annähernd eine Inselgruppe (Comprida), sodaß man gewissermaßen ein zweites Tor passiert, das von den Pfeilern des ersten landwärts durch niedriges Lagunengelände, seewärts durch einen inselfreien Raum geschieden ist. Das wiederholt sich noch ein drittes Mal. Wieder schiebt sich rechterhand eine in gleicher Richtung streichende Kette vor, in deren Verlängerung links in einigem Abstande von der Compridagruppe eine Reihe eigenartig geformter, meist kahler Felskegel aufragt, das Ziel und der Mittelpunkt nachfolgender Untersuchungen. Eine gemeinsame Brandungslinie säumt den Fuß der sich bei der Annäherung fortwährend verschiebenden Berge, sodaß man wiederum eine Inselgruppe zur Linken zu haben glaubt, bis die Durchfahrt durch den dritten und letzten Eingang zur Bucht lehrt, daß die Berggruppe durch eine Strandebene landfest gemacht ist. Wie vorher im Osten die Parallelketten durch ebenes Lagunengelände geschieden wurden, so trennt hier im Westen flaches niedriges Land die Bergreihe von einem parallelstreichenden Höhenzug (Corcovado-Carioca), der jenseits der Bucht seine Fortsetzung findet.

Steuert man die Bucht der Küste entlang fahrend von Südwesten her an, bewegt man sich also auf einem Kurse, der annähernd rechtwinklig zu dem vorher benutzten verläuft, so hat man zur linken die seltsame Reihe der steilen kahlen Felskegel, die bei der Annäherung weniger einem Archipel, wie er uns vorher vorgetäuscht wurde, als einem langgestreckten Höhenzuge gleichen, den landeinwärts ein zweiter parallelstreichender wie eine Mauer überragt (Corcovado-Carioca). Zur rechten liegen die Inselgruppen mit ihren Kettenfortsetzungen in zwei Reihen, nahebei die Compridagruppe, weiter ab die Raza-Paý-Mai-Linie. Vor sich sieht man beständig das flache Lagunenland zwischen den Torpfeilern.

Bei der ersten Anfahrt lösten in mehrfachem Wechsel Erhebungen (Ketten, Inseln) und Hohlformen (Strandebenen, inselfreie Räume) einander ab, bei der zweiten bleibt das Bild beständig das gleiche, links zwei Bergzüge, getrennt durch eine Strandebene, rechts zwei Reihen, gebildet aus Inseln und Bergketten. Das einemal bewegt man sich mit, das andere Mal quer zum Streichen der nordost südwestlich gerichteten parallelen Gebirgsglieder, die den

Grundzug der Landschaft am Eingange der Bucht von Rio de Janeiro ausmachen[1]).

Das Bestehen der tief ins Land einspringenden Bucht von Rio de Janeiro bedeutet eine jähe Unterbrechung der klaren Gliederung im Osten unseres Gebietes, ihr entspricht, wie man bei der Anfahrt von Südwesten her bemerkt, eine zweite im Westen. Auch hier wird das Gebirge an der Küste durch eine ins Land einschneidende Bucht unterbrochen, die aber nicht wie die von Rio de Janeiro eine offene Wasserfläche bildet, die vielmehr von Sandstrand, Lagunen und sumpfigen Mangroveflächen erfüllt ist (Campos de Sernambitiba).

Nachdem wir so eine natürliche Abgrenzung des in den Hauptleitlinien erkannten Geländes festgelegt haben, begeben wir uns an den Eingang zur Bucht, wo wir von einem der zahlreichen Gipfel im Rundblick die feineren Züge des Landschaftsbildes zu erkennen streben. Die Zinne des am meisten landeinwärts gelegenen Höhenzuges, des Corcovadorückens eignet sich wegen ihrer beherrschenden Höhe am meisten zu einem Rundblick. (Tafel 1 rechts). Da sie nach Süden in steiler unzugänglicher Wand abstürzt, müssen wir den ganzen Zug umgehen und den Aufstieg von Norden her bewerkstelligen. Diese Wanderung gibt uns einen Einblick in die küstenfernere, landeinwärts gelegene Landschaft, der, wenn man das brasilische Küstengebirge in dieser Breite schon kennt, wenig Neues lehrt. Denn man wandert hier wie an jeder anderen Stelle der Serra do Mar auf einförmigen Waldpfaden in langsamem windungsarmen Aufstiege bis an die Grenze des Waldes empor, wo ein Rückblick sanftgerundete, von Tälern nur mäßig zerschnittene schluchtenarme Bergrücken zeigt, über die eine ununterbrochene Walddecke ausgebreitet ist, typische Mittelgebirgsformen, wie sie auch bei uns verbreitet sind. Selten nur und wie ein Fremdling in der Landschaft durchbricht ein kahler Felskegel das Waldkleid so wie die Corcovadozinne.

Welch ein Gegensatz zu dieser Einförmigkeit, wenn man den Blick meerwärts wendet! (Tafel 2.) In weiter Ferne erblicken wir draußen das vorhin durchfahrene Gelände, die Eingangspforten zur Bucht, die Bergkulissen und ihre Inselfortsetzungen und die sie trennenden Hohlformen, das brandungsumsäumte flache Lagunenland, nur im Dunst verschwommen erkennbar. Klar und zum Greifen

[1]) Der Klarheit der Anordnung im Großen tuen lokale Unregelmäßigkeiten des Verlaufes im Westen des Gebietes kaum Abbruch, wo ein Aufzweigen der Ketten stattfindet.

nahe aber liegt die innerste der Hohlformen unter uns, die glatte, den Meeresspiegel nur wenig überragende eng bebaute Botafogoebene mit ihrem Strandsee, der Lagõa de Freitas. (Tafel 1, im Hintergrunde.) Sie trennt uns von der Kette jener seltsamen Kegel und Rücken, die der Riobucht den eigenartigen, individuellen Zug verleihen und denen vorliegende Studien gelten sollen. Die berühmte steile Nadel des Zuckerhutes (395 m) ist der linke Torpfeiler des innersten Einganges der sich im Osten vor unseren Blicken ausdehnenden Bucht. (Tafel 2, Mitte.) Seinem glatten von einer kleinen Waldhaube gekröntem Felskörper legt sich eine schalenförmige Gesteinsmasse an, von ihm durch einen tiefen Kamin getrennt; seine Basis verdeckt eine plumpe Felsmasse, der Penedo da Urca (220 m), dessen gleichfalls bewaldeter Gipfel von steil abstürzenden glatten Felswänden umschlossen wird. Die beiden Berge bilden, durch eine Einsattelung mit sanfteren Böschungen verbunden, eine Einheit und werden durch einen Streifen Sandstrandes mit der zusammenhängenden Reihe der übrigen Rücken und Kegel verbunden, unter denen der nächstgelegene, der Morro da Babylonia (230 m) unsern Blick vor allen anderen fesselt. (Tafel 1, links.) Von steilen, kahlen, wie glattgeschliffenen Felswänden begrenzt, die an die vom Eise denudierten Landschaften Skandinaviens erinnern, erscheint seine waldbestandene, in Rodungen tropischen Lateritboden[1]) zeigende Gipfelfläche fast unzugänglich. Keine Talschlucht furcht die Wände, die durch zahllose, parallel abwärtsziehende flache von Wasseradern berieselte Rinnen eine Streifung erhalten. Weithin sichtbar wird diese Zeichnung durch das Nebeneinander blanker Felsrinnen mit klaren Adern und solcher von einer Haut lehmigen Erdreichs überzogenen, in denen verunreinigtes trübes Wasser abläuft. Der nun westwärts folgende Berg, der Morro de São João (240 m) (Tafel 3) zeigt neben diesem zur Zeit besonders deutlich ein weiteres verbreitetes Merkmal. Seine Felsflächen werden öfter durch festhaftende, formlose grobe Lehmmassen verunreinigt, die sich vom Saume der Waldkrönung wie Ströme abwärts ergießen. Die Felswände dieses Berges ziehen nicht wie meistens bei den bisher betrachteten zum Meere oder zur Strandebene hinunter, sondern gehen in verschiedener Höhe in eine geringer geböschte, waldbestandene, schwach von Rinnen gefurchte Halde über, die aus demselben lockeren lateritischen Boden besteht wie die Gipfelflächen. Alle diese Berge besitzen wieder die Eigentümlichkeit des Aufbaus, die der Zuckerhut zeigte, die Sonderung in einen Felskern und eine jenen z. T. bedeckende

[1]) Hier wie im folgenden stets im weiteren Sinne des Wortes.

Schale, denn sie nehmen in verschiedener Höhe hangabwärts plötzlich an Masse zu, der Hang bildet eine Stufe und wird durch einen mindergeböschten Waldstreifen in zwei parallel fallende Steilwände geschieden. Besser als Worte veranschaulicht das ein Blick auf die Nordhänge des Morro da Babylonia (Tafel 1) und des Morro de São João (Tafel 3). Unter den übrigen Bergen der ganzen Reihe fällt der höhere und massigere Morro dos cabritos (380 m) durch ein Merkmal auf, dem man in anderen Gegenden wenig Beachtung schenken würde, durch das Vorhandensein einiger schwacher Erosionsrinnen, die hier nur noch mehr den vorherrschenden Mangel an Zerschnittenheit betonen, der sich wenn man von der Furchung des lockeren Haldenbodens absieht, für die Felskegel geradezu zur Tallosigkeit steigert. In dieser Eigenschaft erblicken wir das Hauptmerkmal dieser Bergreihe, das uns hinsichtlich der morphologischen Entwicklung des Landschaftsbildes wichtiger erscheint, als die berühmten und bewunderten Formen der meisten Berge, in erster Linie des Zuckerhutes, in dem wir schon jetzt nach kurzem Überblick das Wirken der ein für allemal gegebenen Gebirgsstruktur erblicken möchten.

Die Vertretung der gewöhnlichen, auf wenigen, aber tiefen linienförmigen Wegen erfolgenden Entwässerung durch eine sozusagen flächenhafte, die bei kaum nennenswerter Tiefenwirkung eine insgesamt überaus ausgedehnte Wegbreite einnimmt, dieses Phänomen aufzuklären, sei eine wesentliche Teilaufgabe des letzten Zieles, das wir uns vorsetzen, das Zustandekommen des heutigen Landschaftsbildes zu verstehen. Darin ist eine zweite Hauptfrage enthalten: Warum sind diese ungewöhnlichen Bergformen lokal beschränkt, wodurch wird die Zweiteilung der Landschaft in die Region der tallosen Berge und in das normal zertalte Gebiet hervorgerufen?

2. Die tallosen Berge.

Die Reihe der tallosen Berge erstreckt sich vom Westpfeiler des innersten Buchteinganges, dem Zuckerhute in nordostsüdwestlicher Richtung bis zur Lagõa de Freitas (Abb. 1). Sie wird vom zertalten Gebiete durch die Botafogoebene, vom Meere durch den sichel-

förmigen Sandstrand von Copacabana geschieden. Sie umfaßt ein Dutzend teils zusammenhängender, teils isolierter Gipfel, deren Höhen zwischen 60 (Morro do Pasmado) und 395 m (Zuckerhut) schwanken. Allen ist eine große Höhe im Vergleiche mit den Durchmessern an der Basis gemessen eigen, sodaß die Berge alle eine mehr oder weniger kegelförmige Gestalt mit steilen Hängen besitzen, die am ausgesprochensten beim Zuckerhute und beim Penedo da Urca ist. Mit wachsender Längsachse nehmen sie Rückenform an (Morro da Babylonia und de São João). Die Gipfel werden von annähernd ebenen bewaldeten Flächen eingenommen, deren Ausdehnung der Längsachse der Berge entspricht, die also beim Zuckerhute klein und kreisförmig, bei

Abb. 2.

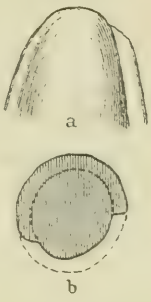
der Urca etwas größer und ungleichmäßiger und beim Morro da Babylonia lang und breit ist. Die Gipfelflächen werden von meist steil abfallenden Böschungen begrenzt, die der vollkommen typischen Berge ringsum (Zuckerhut, Urca), die der übrigen wenigsten am größten Teile ihres Umfanges. Die Steilhänge stoßen entweder unmittelbar an das Meer (Zuckerhut im Osten, Urca im Norden und Süden, Morro do Leme im Westen Abb. 2a) oder tauchen unter die Strandebene unter (M. d. Babylonia im Norden, b) oder sie gehen in wechselnder Höhe an die mindergeböschten Halden oder Bänder lockeren Verwitterungsbodens über (M. d. Babylonia im Nordwesten, Tafel 1, Mitte des Bildes), die ihrerseits an die Strandebenen stoßen und diesen offenbar aufgelagert (c) sind oder sich mit der Halde eines benachbarten Berges vereinigen (d). Zuckerhut und Urca sind auf diese Weise zu einer orographischen Einheit verschmolzen.

Das ganze Gebirge im Westen der Bucht besteht aus krystallinischem Gestein meist granitischer Zusammensetzung, das hinsichtlich Korngröße und Krystallgefüge innerhalb der weitesten Grenzen schwankt und sich von typischem richtungslosen gleichkörnigen Granit zu schiefrigem, ja fein lagenförmigen gneisartigen Gestein bewegt oder auch grob porphyrischen Charakter annimmt. Es wird gelegentlich von Klüften und Ruschelzonen durchsetzt. Die überwiegende Kahlheit der Berge gestattet wertvolle Einblicke in ihren

Aufbau. Der Zuckerhut erscheint vom Meere aus gesehen stets als ein sehr steiler, glatter, scheinbar massiger Felskegel. Die Ansicht von der Urca aus beweist jedoch, daß der Kegel keineswegs so homogen ist als er auf den ersten Blick erscheint.

Denn man sieht hier, wie eine tiefe kaminartige Kluft vom Berge eine Randpartie abscheidet, die in der Verlängerung eines Bergdurchmessers als steile, schmale Wand abbricht (Abb. 3a rechte Seite, siehe auch Tafel 2). Dieselbe Erscheinung bemerkt man in sehr abgeschwächtem Maße auf der Gegenseite des Berges, wo eine seichte Furche die Stelle der Kluft vertritt und die Randpartie schwach abgesetzt ist (Abb. 3a links). Der Umriß des Berges hat also nicht die Form eines Kreises, sondern erscheint aus zwei Bogen verschiedenen Halbmessers zusammengesetzt. (Abb. 3b.) Die glatten Wölbungen beider Berghälften, Kluft, Furche und Verteilung der Masse erwecken den Eindruck, als ob der Berg aus einem homogenen Kern und einem schalenartigen ihn zur Hälfte umhüllenden Mantel bestände, und daß die steilen Felswände nicht durch von außen angreifende Kräfte geformt, sondern durch die Struktur bedingte Flächen sind.

Abb. 3.



Der Penedo da Urca wird im Gegensatz zum Zuckerhut von einer unterbrochenen glatten, gleichmäßig gewölbten Felsfläche umgrenzt. Der Nordwesthang weist aber kurz unterhalb des Gipfels eine terrassenartige, weniger geböschte Einschaltung auf, er scheidet sich infolgedessen in zwei kahle Steilwände und einen dazwischen liegenden waldbedeckten Hangabschnitt (Abb. 4a, auch Tafel 1, Vordergrund rechts). Die obere Steilwand verläuft parallel der unteren. Es ist unwahrscheinlich, daß die untere eine unmittelbare Fortsetzung der oberen Gesteinsfläche ist, und daß der Verlauf des ganzen Gehänges eine natürliche unregelmäßig gebogene Strukturfläche vorstellt, vielmehr hat es auch hier den Anschein, als ob einem Kern des Berges eine durch zwei parallele Strukturflächen begrenzte mantelförmige Außenschicht aufgelagert sei. (Abb. 4b.) Wie wir den Kamin des Zuckerhutes uns als konzentrische Kluftfläche fortgesetzt denken (Abb. 3b), so stellen wir uns die obere Steilwand an der Urca als die zutagetretende Verlängerung einer der unteren Steilwand parallelen Kluftfläche vor. Die Lückenhaftigkeit des Ge-

Abb. 4.

steinsmantels, die die Struktur enthüllt, ist beim Zuckerhut groß und vorwiegend in vertikaler Richtung aus gedehnt, bei der Urca klein und auf den oberen Gehängeabschnitt beschränkt.

Zur Gewißheit wird die Annahme eines Aufbaus aus Kern und Schale vollends durch die Betrachtung des Morro da Babylonia (Tafel 1). Sein Nordhang ist genau in derselben Weise wie bei der Urca durch Böschungsunterbrechung und Einschaltung einer bewaldeten Terrasse zwischen zwei kahle Steilwände ausgezeichnet, die am Fuße des Berges in Meereshöhe beginnt und sich über eine große Strecke des Umfanges bis in halbe Höhe des Gehänges hinaufzieht. Die obere Steilwand zeigt dieselbe Erscheinung noch einmal. An zwei Stellen sind hier fensterblendenähnliche Nischen eingeschnitten, deren Rückwand durch eine weitere den beiden Steilwänden parallele Gesteinsfläche gebildet wird, deren Basisfläche ein schmaler, kurzer, mindergeböschter bewaldeter Gehängestreifen ist. Seitwärts begrenzt werden die Nischen durch rechtwinklig zur Oberfläche und in Richtung eines Bergdurchmessers verlaufende schmale Steilwände (in gleicher Weise wie am Kamin des Zuckerhutes, Abb. 3a rechts) oder durch seichte Furchen bei largsamem Anschwellen der Bergmasse (wie auf der Gegenseite des Kamins beim Zuckerhut; Abb. 3a links). Der durch die erstbesprochene Hauptunterbrechung der Böschung von einem Schalenstück geschiedene Kern erscheint durch die Nischenbildung in weiterer Scheidung. Die Nischen sind Fenster in einem weiteren zentraler gelegenen, vollständiger erhaltenen Gesteinsmantel und legen die Oberfläche eines neuen, weniger enthüllten Kernes frei. Der Begriff Kern wird dadurch relativ, denn nachdem wir erkannt haben, daß zwei der Oberfläche parallele Klüfte den Berg durchsetzen, liegt die Annahme nahe, in dieser Klüftung eine Struktur zu erblicken, die die ganze Gesteinsmasse durchzieht, daß also im Falle des Morro da Babylonia der zweiten, tiefer liegenden, nur wenig enthüllten Kernfläche noch weitere zur Zeit unsichtbare im Innern des Berges entsprechen. So ist der westliche Ausläufer des Berges noch einmal durch eine solche sehr auffallende Klüftung und Schalensonderung gegliedert, die mit einer zentraler als die beobachteten gelegenen Strukturfläche in Zusammenhang gebracht werden muß (Tafel 1, ganz links im Vordergrund). Zahlreiche ähnliche Beobachtungen an diesem und an benachbarten Bergen beweisen, daß die Aufeinanderfolge von Gesteinsschalen getrennt durch parallele Klüfte ein wesentliches Merkmal des Aufbaues der Berge ist.

Überall wurde beobachtet, daß die Gesteinsflächen des Kernes

und der Schale einander parallel laufen. Da nun die kahlen Felsflächen entsprechend der kegelförmigen Gestalt alle eine Krümmung besitzen, so folgt, daß die parallelen Strukturflächen konzentrisch angeordnet sein müssen, daß also die Berge einen periklinalen Aufbau besitzen oder kurze Gesteinsfalten vorstellen. Dafür spricht, daß das Streichen der Kluftflächen von Punkt zu Punkt wechselt, wie überall beobachtet werden kann. Beispiele dafür sind u. a. die ununterbrochene Mantelfläche der Urca und die beiden Teilflächen der Zuckerhutoberfläche. Sehr deutlich ist der Wechsel der Streichrichtung an der mehrfach gebogenen Wand des M. da Babylonia, die nach einer Strecke konstanten Streichens (Tafel 1, ganz links) sich zu wölben beginnt und die Hauptmasse des Berges in einer Ellipse umschließt. Entsprechend dem wechselnden Streichen der Kluftflächen wechselt auch die Lage der abgetrennten Gesteinsschalen im Raume. Die des Zuckerhutes deckt z. B. den Osthang, die des M. da Babylonia den Nordhang. Bei den Bergen, wo eine Scheidung in Kern und Mantel nicht nachgewiesen werden kann, in erster Linie bei den Kuppen geringer Ausdehnung (M. Pasmado; Tafel 1, rechter Rand, Mitte), spricht das allseitig gleiche Fallen der Oberfläche für einen symmetrischen inneren Bau. Denn wo Berge einen reichlich unsymmetrischen Aufbau haben, etwa einen isoklinalen, wie es im benachbarten Orgelgebirge bei Petropolis bisweilen zu beobachten ist, spiegelt er sich auch in einer unsymmetrisch verlaufenden Oberfläche wieder. Mit Sicherheit dürfen wir eine typisch periklinale Struktur für die Kegel des Zuckerhutes und der Urca und wohl auch noch für den M. da Babylonia annehmen, obwohl sie hier durch das Auftreten streckenweise unveränderten Streichens schon etwas kompliziert wird. Bei den übrigen symmetrisch geformten, weniger der Beobachtung zugänglichen Bergen, wo aus stärkerer Schuttumhüllung gelegentlich eine Steilwand herausragt und ganz lokal eine der Oberfläche parallele Klüftung sich offenbart, halten wir einen prinzipiell gleichen Bau für wahrscheinlich und nehmen im folgenden an, daß die Ausbildung kurzer Gesteinsfalten überhaupt das Grundprinzip im Aufbau der Gegend ist.

Wir würden keinen so klaren Einblick in den Aufbau der tallosen Berge haben können, wenn sie noch unverletzt in ursprünglicher Gestalt vor unseren Augen lägen. Die Tatsache, daß uns ein Kern unter einem äußeren Gesteinsmantel oder eine Kluftfläche durch ein Fenster der deckenden Schale enthüllt wird, besagt, daß die Ausgangsform zum Teil zerstört ist und heute als Ruine vor uns liegt. Wie bei einer solchen eines Bauwerkes das Bauprinzip sich oft rascher zu erkennen gibt als

bei intakter Erhaltung und wie man über das Fehlende hinweg den ursprünglichen Zustand oft leicht ergänzen kann, so auch bei den heute vorliegenden Formen der tallosen Berge. Ihr Aufbau ist in Grundriß und Querschnitt enthüllt und die Reste gestatten die Ergänzung dessen, was heute abgetragen ist und fehlt. Die Gesteinsmassen, die wir bisher schlechthin als Schalen oder Mäntel bezeichnet haben, sind streng genommen nur mehr oder weniger gut erhaltene Reste von solchen. Wir können uns aber jeden Augenblick das ursprüngliche Ausmaß annähernd ergänzen dadurch, daß wir ihre Grenzklüfte bis zum Gipfel verlängert vorstellen (Abb. 5). Die Grenzfläche des erhaltenen Mantelrestes gegen den abschätzbaren Manteldefekt ist der derzeitige schmale bandförmige, mindergeböschte, waldbestandene Hangabschnitt. Da diese Flächen gleichsam die Köpfe der mantelförmigen Gesteinsbänke sind, bezeichnen wir sie weiterhin in Anlehnung an den analogen Ausdruck Schichtkopf als Mantelköpfe. Einen Hinweis über den Verbleib der heute fehlenden, abgetragenen Mantelteile geben uns die am Fuße der Berge angehäuften Massen lockeren Verwitterungsbodens; die wir wegen ihrer Haldenform und bandartigen Verteilung am Hangfuße und wegen ihrer später zu besprechenden petrographischen Natur als Schuttmassen auffassen.

Abb. 5.

3. Das zertalte Gebiet.

Das Gebirgsglied, dem die tallosen Berge angehören, wird durch die das Meeresniveau nur wenig überragende Botafogoebene mit ihrem Strandsee, der Lagõa de Freitas von einem im ganzen annähernd nordostsüdwestlich streichenden Gebirgszuge getrennt, von dem zwei kettenförmige Abschnitte in unser Gebiet fallen, der Morro do Corcovado (besser würde er als serra bezeichnet werden) und die etwas parallel verschobene Serra da Carioca (Tafel 1, rechts). Beide Züge erscheinen als düster drohende steile Wand, deren Zusammenhang nur durch ein einziges Erosionstal unterbrochen wird. Eine ausgedehnte waldbewachsene Schutthalde mäßigen Böschungswinkels zieht band-

förmig am Fuße der steilen, durch Rinnen vertikal gestreiften Felsmauer entlang, deren Krone eine Urwalddecke trägt und die von der kahlen Zinne des Pico do Corcovado überragt wird. Nach dem Besuche der tallosen Kuppen und Rücken bietet der Anblick des Corcovadozuges von Süden her außer seiner Ausdehnung und Höhe (704 m, zunächst nichts wesentlich Neues; die gleiche Struktur mit der eigenartigen Verteilung der Vegetation und der ungewöhnlichen Entwässerung beherrscht auch diesen Landschaftsausschnitt. Nur insofern besteht ein Unterschied, als die Felswand nirgends steil bis zur Ebene abstürzt, sondern in ganzer Ausdehnung von weniger steilen Schutthalden begleitet wird, deren Mächtigkeit im Vergleiche mit denen an den tallosen Bergen erheblich größer ist.

Die nahezu senkrechte Hangneigung des glatten Felses macht den Corcovado von Süden her unzugänglich. Um ihn zu ersteigen, mußten wir den ganzen Zug in Richtung auf die Bucht umgehen, um dann im parallelstreichenden Silvestretale, also vom zertalten Gebiete aus den Giptel zu gewinnen. Beim Eintritt in dieses Tal ist man überrascht über die vollkommen veränderte Szenerie. Abgesehen von der weithin sichtbaren Zinne des Corcovado sieht man nichts mehr von grotesken ungewöhnlichen Bergtormen. Die berieselten, gestreiften Felswände sind fast verschwunden, mäßig fallende Böschungen ziehen von den höchsten Erhebungen herab zur Sohle eines Baches, der mit wechselndem Gefälle gelegentlich Katarakte und Wasserfälle bildend talabwärts eilt, dessen Aufzweigung die Gehänge zerschneidet und dadurch die Gliederung hervorruft, deren Mangel in der tallosen Berglandschaft so auffällig war. Alles ist von Wald bedeckt, das Tal entbehrt aller der eigenartigen Merkmale, die das Bild von Rio de Janeiro merkwürdig gestalten und die ihr den Vorzug vor den benachbarten und vor so vielen Gebirgsküsten der Erde verleihen. Insbesondere hat der Corcovado, von Norden betrachtet, seine markante Gestalt mit einer durchschnittlichen, wenig auffälligen vertauscht.

Das Silvestretal unterscheidet sich nicht von den gewöhnlichen Tälern der Serra do Mar und hat nichts Auszeichnendes. Wenn man nicht auf Schritt und Tritt die Vertreter der tropischen Vegetation vor sich sähe, könnte man, besonders in den höheren Regionen oft sogar meinen, man sei in ein europäisches Mittelgebirgstal versetzt. Indessen weist eine Summe kleiner, weniger augenfälliger Merkmale doch darauf hin, daß man sich in einer Gegend befindet, in der die gestaltenden Kräfte in anderer Arbeitsteilung am Werke sind. Beim Ersteigen der Talflanken dieser regenreichen, dicht bewachsenen Gebirge ver-

mißt man das häufige Rauschen wasserreicher klarer Bäche, die unsere Mittelgebirge zieren, und während man sich bei uns emporsteigend bald vom Bache entfernt und bald sich ihm nähert, um die tief eingerissenen Quelldobel der Zuflüsse zu umgehen, führt hier der Pfad fast immer gleichen Abstand vom Talwege haltend in einförmigem Anstiege empor. Es scheint, als ob die Berge im zertalten Gebiete ärmer an Bächen und weniger von Gehängeschluchten zerschnitten seien als die unserer Mittelgebirge.

Nächst dieser augenscheinlichen Talarmut fällt die vom tallosen Gebiete abweichende Masse, Zusammensetzung und Farbe des Bodens auf. Zahlreiche Aufschlüsse am frisch angelegten Wege lehren, daß kaum irgendwo festes Gestein ansteht. Vielmehr sind die Wege in mächtigen Lehm gelblicher bis tiefroter Farbe eingeschnitten, typische, tropische Verwitterungserde, die homogen ist und nur gelegentlich Brocken minder- oder nahezu unverwitterten Gesteines enthält. Diese scheinen, da sie grob lagenförmig auftreten (Beispiele am neuen Wege auf den Bico do papagaio im Tijucagebiete) nicht in situ zu liegen und nicht Inseln festeren Gesteins in tiefgründigem, vollständig verwitterten Boden zu sein, wie sie häufig im lateritischen Boden des brasilischen Berglandes zu finden sind.

An solchen Fundstellen pflegen übrigens die Inseln festen Gesteins völlig unverwittert im Lehme zu schwimmen, eine mehr oder weniger kugelige Gestalt und eine so bedeutende Größe zu besitzen, daß sie gebrochen werden können. Klassische Vorkommen sind die Steinbrüche bei Riberão Pires im Staate São Paulo, wo große, weiße gesunde Granitkugeln in tiefrotem lateritischen Lehme schwimmen und das Cantareiragebirge nördlich der Stadt São Paulo, aus dessen Verwitterungsboden schwarze basische Gesteinsinseln rundhöckerartig aufragen.

Da der Boden hier dieselbe Beschaffenheit hat wie die am Fuße der tallosen Berge beobachteten Halden, die ihrer Form und Lage nach als Schuttaufhäufungen aufzufassen sind, so bestätigt sich die bei der ersten Betrachtung der Aufschlüsse auftauchende Vermutung, daß das ganze die Hänge des Tales bildende Erdreich nicht anstehend sondern an sekundärer Lagerstätte befindlich ist, daß also die Flanken des Tales aus mächtigen Massen verwitterten Schuttes bestehen. Schuttmassen verhüllen am Nordhang des Corcovado die ursprüngliche Gestalt, die wie sein größtenteils unverhüllter Südhang lehrt, durch die gleiche Struktur bedingt ist, die die tallosen Berge auszeichnet. Ohne die Schutthülle würde der Corcovado auch von Norden her als ein periklinal aufgebauter Felsrücken mit Resten eines äußeren Gesteinsmantels erscheinen, der durch den Ablauf der Niederschläge aus

der krönenden Walddecke flächenhaft durch viele Rinnen ohne Zertalung entwässert würde.

Begibt man sich noch weiter nach Norden in die Berglandschaft, die nach ihrer höchsten Erhebung als das Tijucagebiet bezeichnet wird, so bietet sich überall das gleiche Bild wie im Silvestretale, mäßige Böschungen, Aufschlüsse in tiefem roten Schutt, ununterbrochene Urwaldbedeckung, mäßige Bachentwicklung und geringe Taldichte, kurz das allgemein im Küstengebirge verbreitete Landschaftsbild. Gelegentlich ragt aber ein unzertalter steiler Kegel festen Gesteins über die roten, bewaldeten Lehmhänge empor und beweist, daß die Gebirgsstruktur auch hier noch die gleiche ist wie im Bereiche der tallosen Berge und des Corcovado. An der Küste ragen die Berge, weil nur wenig von Schuttmassen bedeckt, in annähernd ursprünglicher Gestalt als bizarre Strukturformen empor. Am Südhang des Corcovado droht die stärkere Schuttanhäufung dem Berge seine Eigenart zu nehmen, doch überwiegt das individualisierende Prinzip des Aufbaues noch über das gleichmachende der Verhüllung, zu dessen Gunsten sich jedoch im Silvestretale und besonders im Tijucagebiete der Sieg endgültig neigt.

Der Gegensatz im Landschaftsbilde — tallose Berge und zertaltes Gebiet — beruht also auf der verschieden mächtigen Schutteinhüllung der ursprünglichen Formen, die landeinwärts zunimmt (Abb. 6).

Abb. 6.

4. Der Boden.

Die Schuttmassen, welche die Täler erfüllen und den Fuß der tallosen Berge zum Teil einhüllen, können natürlich nur von den benachbarten Höhen stammen und müssen von dort gehängeabwärts transportiert worden sein. Zu den Schuttablagerungen gehört ein Ursprungsgebiet, in dem durch die Verwitterung des festen Gesteins transportables Bodenmaterial gebildet wird. Für die Untersuchung der Verwitterungsvorgänge ist der Gegensatz kahler Felsflächen und

waldbedeckter Gipfel und Hänge von Wichtigkeit, denn es ist klar, daß in beiden Regionen die Verwitterung und folglich auch die Abtragung ganz verschieden verläuft.

Kahles Gestein bildet die Angriffsfläche für die Verwitterung an einigen Gipfeln, welche die geschlossene Walddecke überragen und an allen Felsflächen unterhalb der Waldgrenze.

Verwitterung an kahlen Gipfeln.

Nur wenige Gipfel erheben sich mit Höhen um rund 1100 m kahl über die Walddecke, die sonst in fast ununterbrochenem Zusammenhang das ganze Küstengebirge bekleidet. Der Bico do papagaio, einer der Gipfel im Tijucagebiete, der eben über die Walddecke emporragt, besteht aus einer kleinen Gipfelfläche, in der harter, sichtbar kaum verwitterter heller Granit aussteht. Das Gestein ist durch tiefe Klüfte gespalten, die wechselnden, aber immer ziemlich großen Abstand halten und annähernd rechtwinklig auf einander stehen, also eine grobe Struktur hervorrufen, die äußerlich etwas an die des Quadersandsteins erinnert. Die Flächen der handbreiten Klüfte sind entweder von dünnen Lettenbestegen bedeckt oder überhaupt frei von Bodenmaterial. Die Oberflächen der einzelnen Gesteinsmassen sind von einem Haufwerk kleinerer, ebenfalls nahezu unverwitterter, kantiger Granitbrocken bedeckt. Einen ähnlichen Anblick gewährt die groteske Felsbildung der Furnas im Tijucagipfelgebiet, wo gesunde kantengerundete Granitblöcke in einem Verbande aufeinandergetürmt sind, wie ihn in extremer Form die sogenannten Wackelsteinbildungen aufweisen. Die Zerstörung des Gesteins findet hier also in vorwiegend mechanischer Weise statt und nur auf den Klüften geht eine geringe chemische Verwitterung zu lehmigen Massen vor sich. Die Abtragung erfolgt durch Abspülung der lehmigen Massen und durch Abstürzen der Gesteinsbrocken, die man infolgedessen lagenweise im lehmigen Schutt der tieferen Hangabschnitte findet. Verwitterung und Abtragung gehen sehr langsam vor sich und verändern die Form des Berges innerhalb längerer Zeit nur wenig. Eine derartige Form der Zerstörung ist im Küstengebirge Brasiliens auch noch weit in die gemäßigte Zone hinein eine Seltenheit und wird polwärts erst im Gebirge des La Platagebietes und in vertikaler Richtung auf den kahlen Gipfeln des Binnenlandes die Regel (Serra da Mantiqueira). Auf den weit überwiegenden bewaldeten Gipfeln und Höhenrücken unseres Gebietes besteht der Boden dagegen, wie bereits angedeutet wurde, aus tiefgründiger

lateritischer Verwitterungserde ohne eine Spur festen Gesteines. Die Grenze der Walddecke ist also auch eine Scheidelinie der Verwitterung und Abtragung.

Ob diese Grenze der Walddecke in rund 1000 m Höhe hier identisch mit der regionalen oberen Waldgrenze ist, ist nicht ohne weiteres zu ersehen, denn da die waldfreien Gipfel steil und von geringer Flächenausdehnung sind und folglich keine Gelegenheit haben, Bodenfeuchtigkeit in größerer Menge aufzuspeichern, sind sie ein ungünstiger Standort für eine geschlossene Walddecke. Die Zusammensetzung des Waldes in vertikaler Richtung läßt schließen, daß die Waldgrenze nicht mehr ferne ist, denn echter tropischer Urwald mit Palmen, einer reichen Epiphytenflora, mit Lianen und Luftwurzeln ist auf die unteren Gehängeabschnitte beschränkt und nimmt von 600 m an langsam an Formenreichtum und Üppigkeit ab. Der obere Abschnitt ist besonders durch das Auftreten nicht mehr rein tropischer Gewächse, vor allem zahlreicher Baumfarne ausgezeichnet, die unten so gut wie garnicht vorkommen. Daß andrerseits die zonale Grenze des tropischen Waldes hier unter dem südlichen Wendekreis auch nicht mehr allzufern ist, beweisen vereinzelte Araukarien, vorgeschobene Posten der südlich angrenzenden suptropischen Vegetationszone.

Da Frost in dieser Breite im Binnenlande selten und an der Küste wohl garnicht vorkommt, ist die allerdings beträchtliche Sonnenstrahlung die herrschende Ursache der vorwiegend mechanischen Aufbereitung des Gesteins.

Verwitterung an kahlen Felsflächen innerhalb der Walddecke.

Der vorwiegend mechanischen Verwitterung sind ferner ausgesetzt die wegen ihrer Steilheit unbewachsenen Flanken der tallosen Berge und die Südwand des Corcovado. Die Wirkung der Insolation ist hier in den tieferen Lagen an sich schon viel geringer als in der Gipfelregion. Dazu kommt, daß die kahlen Flächen hier nur Inseln in der Walddecke bilden, daß infolgedessen zwischen dem rasch sich erwärmenden Felsboden und dem feuchten Verwitterungsboden des Waldes mit seiner großen Wärmekapazität ein Ausgleich der Temperatur durch Leitung stattfindet und damit die Wirkung der Insolation herabgedrückt wird. Endlich wird ein großer Teil der Felsflächen beständig durch das in den Rinnen ablaufende Wasser überspült und damit der Insolation so gut wie ganz entrückt.

Infolge der mangelhaften Bearbeitung des Gesteins durch die Insolation vermag die an sich schwache Erosion nur geringe Wirkungen in Gestalt der seichten Rillen auszuüben. Infolge der dauernden Berieselung der Wände wird die Insolation verhindert anzugreifen. Die Wirkungen der Sonnenstrahlung und des fließenden Wassers bewegen sich also in einem circulus vitiosus und die kahlen Felswände bleiben nahezu unangreifbar.

Verwitterung an waldbedeckten, wenig geneigten Flächen.

Eine weit wesentlichere Bedeutung für unser Gebiet hat die zur Bildung von lehmigem Boden führende Verwitterung der waldbedeckten Flächen. Der Wald verteilt sich auf zwei verschiedene Gebiete. In geringer bis mäßiger Ausdehnung und mit scharfer Umgrenzung bedeckt er die Gipfelflächen der tallosen Berge und die Köpfe ihrer Gesteinsmäntel. In endlosem ununterbrochenem Zusammenhange überzieht er die Hänge des Gebirges. Wir betrachten zunächst die Verwitterung auf den wenig geböschten Gipfelflächen und Schalenköpfen. Der Boden an diesen Stellen besteht aus gelblichen bis roten, in den oberen Lagen durch humöse Beimischungen oft dunkel verfärbten Lehm, der zähe und homogen ist und nicht die Spur einer Struktur aufweist. Er geht nach der Tiefe[1]) zu in eine Bodenzone über, die noch annähernd die Farbe des unveränderten Gesteins und auch den ursprünglichen Krystallverband zeigt. Aber auch hier ist die Zersetzung schon weit fortgeschritten, denn alle Zusammenhänge sind gelöst und man kann größere morsche Feldspatindividuen aus einer halb lehmigen, halb grusigen Grundmasse herauslösen. Der unveränderte gesunde Fels, in den diese Bodenzone übergeht, ist an verschiedenen Stellen in Steinbrüchen zu beobachten. Verglichen mit bewaldeten Granitgipfeln im gemäßigten Klima ist der Boden tief und vorwiegend chemisch zersetzt und weist eine schichtenartige Anordnung der Zonen verschiedenen Verwitterungsgrades auf.

Alle Gipfelflächen sind mit Urwald bedeckt, aber nicht mit dem hallenförmigen Walde tropischer Ebenen, dessen weit ausladende Kronen ein pflanzenarmes Erdreich zwischen weitgestellten riesigen Säulenstämmen beschatten. Der Wald dieser Berge setzt sich vielmehr aus Bäumen zusammen, die an Umfang und Höhe oft hinter denen außertropischer Wälder zurückbleiben und sie mindestens nicht übertreffen. Dagegen stehen die Stämme ungemein dicht und zahlreiche kleinere Gewächse verschiedener Höhe verdecken etagenartig aufsteigend das Erdreich zwischen den Stämmen. Dazu kommen zahlreiche Schlinggewächse und Epiphyten. Verglichen mit den Wäldern tropischer Ebenen (z. B. dem niemals überschwemmten sog. Été wäldern am Amazonas) und mit den unsrigen zeichnet sich der brasilische Bergwald durch große Dichte, Mannigfaltigkeit der Form und äußerste

[1]) Über die Mächtigkeit des homogenen Lehms liegen hier zu wenig Beobachtungen vor, um einen Durchschnittswert anzugeben. Es scheint jedoch, daß er auf den ebenen Flächen nirgends so große Mächtigkeit erlangt wie an den Gehängen.

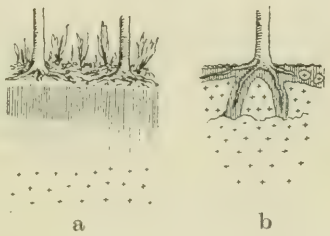
Raumausnützung aus. Der Boden ist daher überall mit abgestorbenen, in Zersetzung befindlichen Pflanzenteilen bedeckt, insbesondere auch mit faulenden Stämmen, die ihrerseits wieder bewachsen sind. Dieser Detritus bedeckt das flach und scheibenförmig in die oberste Schicht des Lehms eingesenkte Wurzelwerk der Bäume.

Durch die Verwitterung hat also der unzerstörte Granit allmählich eine mächtige Decke von Hohlräumen sehr verschiedener Größe durchsetzten lockeren Bodens mineralischer und pflanzlicher Herkunft erhalten, die sich in folgende übereinander liegende Zonen gliedern läßt (Abb. 7a).

Kleine Vegetation Pflanzendetritus Wurzelwerk	Grobe Hohlräume
Lehm Grusiger Lehm	Feine Hohlräume
Granit	

Die drei oberen Bodenzonen unterscheiden sich wesentlich von den beiden unteren durch den Besitz weiter Hohlräume, welche imstande sind, eine große Menge Niederschlagswasser aufzunehmen oder durch eine schwammartige Struktur mit großer benetzbarer Oberfläche. Der darunter lagernde Lehm ist frei oder arm an gröberen Spalten, vermag aber in seinen molekularen Hohlräumen unter Aufquellung gleichsfalls viel Wasser aufzunehmen. Dasselbe gilt in geringerem Maße für die liegende Zone des erst zur Hälfte zersetzten und zu grusigem Lehm verwitterten Granites. Mit Rücksicht auf die a priori anzunehmende Verschiedenheit des Verhaltens beider Bodenarten gegenüber den Niederschlägen seien die drei oberen Bodenzonen als System der groben Hohlräume den beiden unteren als dem System der feinen Hohlräume gegenübergestellt.

Abb. 7.



Das Spezifische der so beschaffenen tropischen Verwitterungserde ergibt ein Vergleich mit dem Boden ähnlicher bewaldeter Berge unter gemäßigtem Klima (Abb. 7b). In deutschen krystallinischen Mittelgebirgen ist einmal die Dichte der Stämme und die Entwicklung der kleinen Vegetation, mit einem Wort die Raumausnützung eine

wesentlich geringere. Demzufolge und wegen des langsamen Wachstumes unserer Vegetation erreicht auch die Schicht abgestorbener Pflanzenteile eine geringere Mächtigkeit. Das Wurzelwerk unserer Waldbäume liegt nicht scheibenförmig in einer deutlich abgrenzbaren Zone, sondern greift in die Tiefe und umklammert auf Spalten und Klüften schwach angewitterte oder auch nahe zu gesunde Blöcke des Gesteins[1]). Die mechanische Zerstörung überwiegt die chemische, Verwitterungslehm tritt zurück gegenüber Blockhaufwerk und Grus, und der Lehm lagert nicht allein über den Blöcken, sondern greift die Klüfte erfüllend auch tief in den Boden hinab. Die außertropische Verwitterung reicht weniger tief, zerstört mehr mechanisch und entbehrt der schichtweisen Anordnung verschieden weit fortgeschrittener Verwitterungszonen. Das System der groben Hohlräume überwiegt das der feinen, beide liegen bei geringerem Gesamtvolumen nebeneinander.

Der Boden bewaldeter Gehänge.

Sowohl tropische als außertropische Hänge weisen eine größere Mächtigkeit des lockeren Verwitterungsbodens auf. Bei beiden überwiegt auch der feinere Boden. Daher sind die Gehänge in beiden Zonen hinsichtlich ihrer Bodenbeschaffenheit ähnlicher als die ebeneren Flächen. Für die bewaldeten Hänge unseres Gebietes nehmen wir zunächst nun an, daß der Ausgangspunkt der Verwitterung der gleiche gewesen ist wie bei den Gipfeln, und daß in den ersten Stadien sich die Hänge von anderen Angriffsflächen der Verwitterung nicht wesentlich unterschieden haben.

5. Entwässerung und Erosion.

Beobachtungen über Entwässerung und Erosion.

Was Wasserläufe und Täler anlangt, so ist die Gegend um Rio de Janeiro in zwei grundsätzlich verschiedene Gebiete gegliedert, in die Region der tallosen Berge und in das zertalte Gebiet. Die tallosen Berge sind ausgezeichnet durch auffallend wasserreiche Quell-

[1]) Im lockeren Diluvialboden sendet das scheibenförmige Wurzelwerk der Kiefer wenigstens eine Pfahlwurzel in die Tiefe.

gebiete, die Gipfelflächen, an deren Säumen im ganzen Verlaufe dauernd Wasser herniederfließt, durch eine Vielheit der Entwässerungswege, die Rinnen und durch die örtlich geringe zur Furchung normaler Täler nicht ausreichende, insgesamt jedoch auf eine große Fläche ausgeübte Erosionswirkung.

Das zertalte Gebiet ist im Gegensatze hierzu durch Tallinien normalen Aussehens zerschnitten uns zwar von Haupttälern, die parallel zu den Gebirgsgliedern verlaufen und also dem Aufbau entsprechen und von mehr oder weniger rechtwinklig dazu verlaufenden Nebentälern, die den Abdachungen folgen. Die Begehung ließ vermuten, daß von den Bergen des zertalten Gebietes weniger Wasser zutale läuft und daß ihre Gehänge weniger zerschnitten seien, als es bei unseren nach Gestein, Höhen- und Böschungsverhältnissen sowie Niederschlagshöhen ähnlichen Mittelgebirgen der Fall ist. Ein Vergleich der Karte von Rio (1 : 20000) mit einem Blatte der topographischen Karte Badens (1 : 25000) aus dem südlichen Schwarzwald (etwa Blätter Schönau und Zell) lehrt, daß diese Vermutung richtig ist, und daß eine Messung wahrscheinlich einen recht beträchtlichen Unterschied der Taldichte ergeben würde. Im Einzelnen besteht diese geringere Entwicklung der Talnetze in einer Armut an Nebentälern (weshalb Wege annähernd gleichen Anstieges an den Talflanken in einfacher Linie emporführen und nicht so viele Kurven beschreiben wie im südlichen Schwarzwald) und in einer geringeren, höchstens einfach dichotomen Aufzweigung der Talenden. Die Karte lehrt, daß die Höhenlinienabstände auf dem Talwege hier weit gleichmäßiger sind als in gleichlangen Tälern gleichen Gesamtgefälles im Schwarzwalde, daß die Profilkurve der Täler also gleichmäßiger gestreckt ist, und daß die bei uns so charakteristische Sonderung in einen steilfallenden Quellabschnitt und einen mäßiger geneigten Hauptverlauf hier entweder fehlt oder weniger scharf ist. (Vergleiche hierzu die Beobachtung über den Mangel tiefeingerissener Quelldobel). Die auffallend geringe Geröllführung, die auch aus anderen tropischen Gebirgen erwähnt wird (Sapper), beweist, daß die Bäche den unter der Verwitterungsschicht anstehenden festen Boden weniger angreifen, und daß der Transport vergleichsweise geringer ist. Diese beiden Tatsachen lassen auf eine durchschnittlich geringere lebendige Kraft des abfließenden Wassers und insbesondere auf eine geringere Wirkung der Tiefenerosion schließen.

Entwässerungswege: Die auf den Erdboden auffallende Niederschlagsmenge scheidet sich alsbald in zwei Teile, deren weitere Schicksale wesent-

lich verschieden sind, das in die Hohlräume des Bodens eindringende Wasser, dessen Abwärtsbewegung eine mehr oder weniger bedeutende Verzögerung erleidet und zur Bodenfeuchtigkeit wird und das unverzögert oberflächlich ablaufende Wasser. Beide Anteile, in höherem Maße aber der erstere, erleiden von Beginn an Verluste durch die Verdunstung.

Aufnahme der Bodenfeuchtigkeit. Die Durchfeuchtung des Bodens ist abhängig vom Gesamtlumen der Hohlräume und von der Menge des jeweils eindringenden Regenwassers. Das Verhältnis beider Faktoren gibt den Sättigungsgrad des Bodens an. Dabei ist zu beachten, daß die gröberen, mechanischen Hohlräume starr und von Anfang an vorhanden sind, die feineren, besonders die molekularen Spalträume des Lehmes aber erst durch das Eindringen des Wassers unter Lockerung und Quellung des Bodens geöffnet werden. Die hierzu erforderliche Reibung des Wassers an den Wänden der Hohlräume verzögert das Eindringen. Daraus folgt, daß die Feuchtigkeitsaufnahme überwiegend grobhohlräumigen Bodens sich schneller vollzieht als die vorwiegend feinporiger Erde, und daß der zur Sättigung notwendige Zeitraum mit Abnahme der groben Hohlräume zunimmt. Bei zwei gleichgroßen Räumen vorwiegend grobporiger Erde können nicht nur die einzelnen Hohlräume sehr verschieden groß sein, es können auch die Gesamtlumina infolge Vorhandenseins einiger ganz grober Spalten in dem einen Falle erheblich voneinander abweichen. Infolgedessen kann die Füllung zweier Raumeinheiten grobporigen Bodens verschiedene Zeiten benötigen. Je kleiner die Hohlräume werden, umso gleichmäßiger werden sie und um so gleichmäßiger wird das Gesamtlumen zweier Raumeinheiten. Daher werden auch die zur Sättigung notwendigen Zeiträume nicht nur länger, sondern auch immer gleichmäßiger, derart, daß für die Sättigung feinstporigen Bodens eine konstante Zeit der Benetzung erforderlich ist. Wird diese nicht erreicht, so vermag auch ein noch so starker Niederschlag den Boden nicht völlig zu sättigen. Mäßig kräftige Dauerregen sind also für die Durchfeuchtung tiefgründig verwitterten Bodens wirksamer als kurze heftige Güsse, die spaltenreichen Boden rasch zu sättigen vermögen.

Abgabe der Bodenfeuchtigkeit. Die in die Hohlräume eingedrungene Wassermenge geht dem Boden wieder dadurch verloren, daß der aus den groben Hohlräumen abfließende Inhalt nach Aufhören des Regens nicht wieder ersetzt wird, und weil die Verdunstung eine Bewegung des in den feinen Hohlräumen enthaltenen Wassers nach der Oberfläche hin hervorruft. Die Abgabe der Bodenfeuchtigkeit vollzieht sich entsprechend der Aufnahme. Die groben Hohlräume laufen schneller leer als die feinen. Mit Abnahme des Hohlraumlumens wächst die zur Entleerung notwendige Zeit, wird für die Raumeinheit immer gleichmäßiger und für den Lehmboden endlich konstant. Die Wasseraufnahme des Lehmes war mit einer Volumenzunahme unter Auflockerung seiner Moleküle verbunden, einem labilen Zustande, aus dem der gequollene Lehm ganz langsam der Ruhe zustrebt, indem er zusammensackt und die Feuchtigkeit wieder auspreßt. Tiefgründige Verwitterungsböden geben also die Feuchtigkeit sehr langsam ab und speichern die Niederschläge längere Zeit auf.

Bewegung der Bodenfeuchtigkeit. Das durch Abgabe der Bodenfeuchtigkeit frei werdende Wasser folgt der Schwere und fließt — eine Bodenneigung vorausgesetzt — oberflächlich ab. Da die Abgabe aus grobhohlräu-

migen Boden sich schnell vollzieht, so ist die Menge des in der Zeiteinheit ablaufenden Wassers verhältnismäßig groß und der durch die Reibung auf der Ablaufbahn verlorengehende Anteil gering. Umgekehrt ist die aus dem austrocknendem Lehmboden langsam austretende Wassermenge jeweils so gering, daß sie nach kurzer Zeit oberflächlichen Ablaufes durch die Reibung mit dem Boden aufgezehrt ist und wiederum zur Bodenfeuchtigkeit wird. Diese sekundäre Durchfeuchtung bedeutet eine Stärkung der Aufspeicherungsfähigkeit tiefgründigen Verwitterungsbodens. Da infolge der Verdunstung die oberflächlichste Bodenschicht austrocknet, so findet das aus dem Inneren ausgepreßte Bodenwasser in dieser Schicht Hohlräume vor, die es erfüllen kann. Es macht also nicht auf der Oberfläche seine Schwere durch Ablaufen geltend, sondern sinkt innerhalb der ausgetrockneten oberflächlichsten Bodenschicht als Bodenfeuchtigkeit solange abwärts, als diese noch Wasser aufzunehmen imstande ist. Die Feuchtigkeit bewegt sich flächenhaft unter der Oberfläche abwärts.

Einfluß des Gehänges auf die Durchfeuchtung des Bodens. Da die auf die Flächeneinheit horizontalen ebenen Bodens fallende Regenmenge größer ist als die auf die gleiche Fläche einer geneigten Ebene kommende (weil deren Projektion auf die Horizontale kleiner ist), sind Gehänge hinsichtlich der Benetzung und Durchfeuchtung durch Regen ungünstiger gestellt als Gipfelflächen. Der Grad dieser Benachteiligung variiert jeweils mit Richtung und Stärke der den Fall des Regens beeinflussenden Winde. Auf annähernd ebener Gipfelfläche sinkt der Regen restlos ein, die Durchfeuchtung des Bodens vollzieht sich rasch. Auf dem Gehänge dringt der auffallende Regen nicht restlos ein, sondern fließt zum Teil ab. Mit steigendem Neigungswinkel wächst der abfließende Anteil des Niederschlages und vergrößert seine Geschwindigkeit, der Boden bleibt kürzere Zeit in Berührung mit dem abrinnenden Wasser. Zunehmende Böschung verzögert also die Bodendurchfeuchtung.

Aus dem Umstande, daß der Verwitterungsboden am Gehänge meist weit größere Mächtigkeit aufweist als auf den Gipfelflächen, folgt, daß zur vollständigen Sättigung auch erheblich größere, beziehungsweise länger andauernde Niederschläge erforderlich sind.

Die Gehänge sind also aus diesen Ursachen bezüglich der Bodendurchfeuchtung allgemein ungünstiger gestellt als die Gipfelflächen, wobei jedoch infolge der flächenhaften Abwärtsbewegung der Bodenfeuchtigkeit diese Ungunst nach den tieferen Gehängeabschnitten zu abnimmt. Diese Tatsachen machen eine getrennte Besprechung der Entwässerungs- und auch der Abtragungsvorgänge der Gipfel einer- und der Gehänge andrerseits notwendig.

Oberflächlicher Ablauf. Der oberflächliche Ablauf des Regenwassers setzt ein, wenn die groben Hohlräume annähernd gefüllt sind. Solange die feineren noch nicht bis zur Sättigung durchfeuchtet sind, dringt ein Teil der Niederschläge auf Kosten des Ablaufes tiefer in den Boden ein. Der Ablauf erreicht sein Maximum, bei dem die in der Zeiteinheit fallende Regenmenge vollständig oberflächlich abfließt, erst nach Sättigung sämtlicher Hohlräume. Es hängt von der Dauer des Regenfalls ab, ob dieses Maximum erreicht wird. Tiefgründiger Verwitterungsboden läßt wegen seines größeren Gesamthohlraumlumens überhaupt einen geringeren Anteil des

Niederschlags oberflächlich ablaufen, von dem ein weiterer Bruchteil wegen der jeweils geringen Menge und größeren Reibung an die Ablaufbahn wieder zur Bodenfeuchtigkeit wird; außerdem tritt das Ablaufmaximum infolge der langsamen Sättigung sehr spät ein. Der oberflächliche Ablauf wird aber wegen der Aufspeicherung und der langsamen Abgabe der Bodenfeuchtigkeit aus den feinen Hohlräumen nach Aufhören des Regens noch lange Zeit gespeist. Bei einem Boden mit überwiegend groben Hohlräumen läuft mehr Wasser oberflächlich ab, setzt der Ablauf sofort stark ein, läßt aber schon verhältnismäßig kurze Zeit nach Aufhören des Regens nach, die Entwässerung erfolgt viel weniger limitiert als bei feinporigem Boden.

Beziehungen zwischen Bodenfeuchtigkeit und oberflächlichem Ablauf. Bodenfeuchtigkeit und oberflächlicher Abfluß stehen außer der in der sekundären Durchfeuchtung enthaltenen in weiteren gegenseitigen Beziehungen. In niederschlagsfreien Zeiten ist die Bodenfeuchtigkeit die einzige Quelle des Ablaufs. Indem dieser ferner durch seine Erosion Bodenfurchen schafft, weist er der von der Schwere beeinflußten flächenhaft hangabwärts sinkenden Bodenfeuchtigkeit neue Bahnen der Bewegung und ermöglicht ihr früher oder später einen endgültigen oberflächlichen Ablauf.

Verwitterungsboden und Niederschläge.

Wie verhält sich der Verwitterungsboden im bewaldeten tropischen Gebirge zu den Niederschlägen verglichen mit dem außertropischen? Stellen wir uns vor, in beiden Fällen würde der Boden nach längerer Austrocknung von ausgiebigen, lang andauernden Niederschlägen benetzt.

Im brasilischen Bergwalde gelangen die Niederschläge zuerst, teils direkt, teils von den Kronen abtropfend in die oberste Schicht des Bodens im weitesten Sinne, in die dichte Decke der niedrigen Vegetation, deren große Gesamtoberfläche mit großen Blattspreiten und wasserfangenden Blattwinkeln viel zurückhält. Dann beginnt das schwammartige Hohlraumsystem des lose aufgehäuften Pflanzendetritus in der zweiten Bodenzone untermischt mit faulenden Stämmen sich vollzusaugen. In den beiden obersten Bodenzonen wird also ein großer Teil der Niederschläge zurückgehalten und geht durch Verdunstung der Entwässerungsmenge verloren oder verlangsamt die Entwässerung durch verzögerten Ablauf.

Im außertropischen Verwitterungsboden, wo die Pflanzendecke weniger dicht, die Blattgröße geringer ist, wasserfangende Blattwinkel fast fehlen, die Detritusschicht zurücktritt, geht viel weniger Wasser verloren und wird weniger zeitweise aufgehalten. Die mit dem Boden im engeren Sinne in Berührung tretende Wassermenge ist bei gleichem Niederschlage größer als in den Tropen und benetzt ihn schneller.

Hierauf dringt das Wasser in die Wurzelzone und die groben Bodenspalten ein und gelangt endlich an die Oberkante des (ausge-

trocknet zu denkenden) kompakten Lehmes dessen feine Hohlräume unter Lockerung der Moleküle und unter Volumenzunahme eine beträchtliche Wassermenge binden. Es wird der benetzenden Wassermenge zunächst soviel entzogen, als nötig ist, um die alleroberste Schicht des Lehmes mit Feuchtigkeit zu sättigen, wodurch er für weitere Wassermengen unzugänglich wird. Dem aus den groben Hohlräumen nachströmenden Benetzungswasser ist jetzt der Weg in die Tiefe verschlossen, und es beginnt oberflächlich abzufließen. Aber nur kurze Zeit unvermindert; denn der obersten gesättigten Lehmlage wird durch die darunterlagernde trockene ein Teil ihrer Feuchtigkeit entzogen, den sie wieder von oben, also aus dem ablaufenden Wasser ersetzen muß. Dieser Vorgang wiederholt sich nach der Tiefe zu fortschreitend solange bis die ganze wasseraufnahmefähige Lehmschicht bis auf das feste undurchlässige Gestein hinunter vollkommen gesättigt ist. Er erfordert wegen der längeren Durchfeuchtung feinräumigen Bodens längere Zeit, der maximale Ablauf setzt spät ein, wodurch der Entwässerungsvorgang in die Länge gezogen wird.

Im außertropischen Boden, wo das gesamte Hohlraumvolumen kleiner ist und grobe leicht zu sättigende Hohlräume überwiegen, dauert die Durchfeuchtung kürzere Zeit, der maximale Ablauf setzt früh ein, der Entwässerungsvorgang erfährt keine Verzögerung.

Nun erst fällt die Feuchtigkeitsentziehung aus dem System der groben Hohlräume auf Kosten des oberflächlichen Abflusses weg. dieser erreicht sein Höchstmaß, das solange anhält, als der Niederschlag mit gleicher Stärke fällt. Nach dem Aufhören des Regens laufen zunächst die groben Hohlräume leer, was wegen ihres beträchtlichen Gesamtlumens, besonders der Pflanzenschichten, längere Zeit dauert. Dann gibt infolge der Verdunstung auch der Lehm unter Volumenabnahme die Bodenfeuchtigkeit ab, und diese Abgabe erstreckt sich gemäß dem Überwiegen der feinen Hohlräume über einen langen Zeitraum. Die Schichtung oder zonenartige Anordnung des Bodens wirkt verzögernd auf die Wasserabgabe, da der Lehm nicht durch gröbere Hohlräume durchsetzt wird, die seine wasserabgebende Fläche vergrößern.

Im Gegensatz hierzu entleeren sich die groben Hohlräume des außertropischen Verwitterungsbodens wegen ihres geringeren Gesamtlumens und der geringeren Beimengung feinerer Hohlräume schneller. Das Nebeneinander beider Hohlraumarten, ihr Mangel an Schichtung, das Durchsetzen des Verwitterungslehmes mit Spalten vergrößert die wasserabgebende Oberfläche des Lehmes und beschleunigt die Austrocknung.

Der hier selbständig und abgeschlossen dargestellte Entwässerungsvorgang ist natürlich in Wirklichkeit in dem regenreichen Klima

Rios, das eine vollständige Austrocknung nicht zuläßt, andrerseits aber durchaus nicht immer zur vollständigen Sättigung des Bodens zu führen braucht, nur ein Glied in einer Kette solcher Vorgänge.

Der Gegensatz zwischen tropischem und außertropischem Verwitterungsboden besteht in dem geschilderten Grade zunächst nur an solchen Stellen, wo der Verwitterungsboden in annähernd ursprünglicher Mächtigkeit liegt und wo durch Umlagerungsvorgänge nicht Verschiebungen in der quantitativen Zusammensetzung der grob- und feinporigen Verwitterungsprodukte stattgefunden haben. Vorstehendes gilt also zunächst für die zentralen Teile der Gipfelflächen beziehungsweise für größere Gipfelflächen überhaupt. Die (in einem späteren Abschnitte näher zu besprechenden) Umlagerungen führen im allgemeinen zu einer Bewegung überwiegend feinen Bodenmateriales hangabwärts. Das gilt für beide Gebiete. Aus dem (im vorigen Abschnitt festgestellten) sehr großen Anteil feinporigen Bodens an den Gehängen unter beiden Klimaten darf auf eine Umlagerung vergleichbarer Mengen von feinem Verwitterungsschutte geschlossen werden. Diese Entfernung von feinporigem Erdreich wird auf außertropischen geringer tief und überwiegend grobspaltig verwittertem Gipfelboden an sich schon rascher einen größeren Verlust ausmachen, der noch dadurch verschärft wird, daß die chemische Aufbereitung des Gesteines hier langsamer vor sich geht und die Abspülung durch die größere oberflächlich ablaufende Wassermenge beträchtlicher ist als in den Tropen. Das Endziel ist eine Gipfelfläche, die fast nur aus grobem Blockhaufwerk besteht (in extremer Form Blockmeere der Gipfel). Andrerseits wird die allmähliche Zunahme der Gehänge an umgelagertem feinporigen Boden zu einer immer mehr zunehmenden Angleichung der Gehänge unter beiden Klimaten führen. Der Gegensatz in der Bodenbeschaffenheit verschärft sich also für die Gipfelflächen und mildert sich für die Gehänge.

Gipfel und Niederschläge.

Gleichhohe mittlere Gipfel — von den höchsten sei zunächst abgesehen — im brasilischen Küstengebirge und im südlichen Schwarzwalde sind daher trotz ähnlicher Beschaffenheit des Gesteins und der Niederschläge hinsichtlich ihrer Bodenfeuchtigkeit sehr verschieden gestellt. Im Schwarzwalde sind die Gipfeltlächen bald nach dem Regen trocken, die dauernden Quellen setzen am Gehänge erst in einem gewissen Abstande unterhalb der Gipfel an, die Böden sind leicht und steinig, für den Ackerbau gerade

noch eben oder schon nicht mehr geeignet und daher von Wald oder Weiden bewachsen und von Siedlungen gemieden. (Beispiele hierfür sind zahlreiche breitere Kuppen unter 800 m Höhe auf Blatt Schönau der badischen topographischen Karte). Gleichhohe Gipfel ähnlicher Ausdehnung im Küstengebirge haben gewöhnlich auch längere Zeit nach dem letzten Regen immer einen größeren Feuchtigkeitsgrad, der sogar die Aushebung dauernd wassererfüllter Teiche gestatten kann (so in der Nähe von Alto da Serra), die Quellen liegen selbst bei kleineren Gipfelflächen schon in geringem Abstande vom Gipfelsaume (Kapellenberg bei Santos), die Flächen werden von Plantagen eingenommen und bieten Wirtschaftssiedlungen Raum.

Die höchsten Gipfel des südlichen Schwarzwaldes stehen zu den meisten mittleren dieses und anderer deutscher Mittelgebirge in einem merkwürdigen Gegensatz und weisen eine Annäherung an tropische Verhältnisse auf. Auf den mittleren trockener Grus, Blöcke, Nadelwald oder dürftige Gras- und Farnvegetation, auf den höheren tiefgründiger feuchter Boden mit saftigen Weiden und Quellen unmittelbar unterhalb des Gipfels, kurz dauernder Wasservorrat im Boden, der auch anspruchsvollere Siedlungen zuläßt. Diese bedeutende und dauernde Bodenfeuchtigkeit, die der tropischer Gipfel nahekommt, setzt voraus, daß das Hohlraumsystem des Bodens umfangreich und überwiegend feinporig ist, und daß die Niederschläge bedeutend sind. Das letztere ist für hohe Gipfel selbstverständlich, wobei noch hinzukommt, daß ein Teil der Niederschläge als Schnee fällt, der lange liegt und zu einer langanhaltenden Quelle der Bodenfeuchtigkeit wird. Daß der Boden in der Lage ist, große Wassermengen lange zu bergen, lehrt seine tiefgründige feinerdige Beschaffenheit.

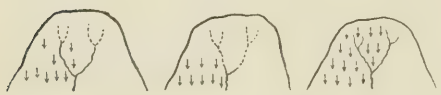
Die Ähnlichkeit der hohen Gipfel hinsichtlich ihres Wasserhaushaltes mit denen im tropischen Küstengebirge beruht also auf einer Ähnlichkeit der Bodenbeschaffenheit. Der scharfe Gegensatz zwischen mittleren und hohen Gipfeln im südlichen Schwarzwalde aber ist Gegenstand einer Frage, die außerhalb dieser Untersuchungen liegt.

Gehänge und Niederschläge.

Die durch die Auflagerung feinen Bodenmateriales auf den Gehängen bedingte Ähnlichkeit der Grundlagen der Entwässerung in den tropischen und außertropischen Gebirgen hat gewisse Grenzen. Denn einmal ist die Mächtigkeit lockeren Bodens in den Tropen meist doch eine viel größere, dann aber ist wegen des beinahe absoluten Mangels an gröberen Gesteinsbrocken gegenüber dem außertropischen

Gehänge der Anteil an feinen Bodenhohlräumen in der Raumeinheit größer. Das bedingt eine Begünstigung der Bodenfeuchtigkeit gegenüber dem oberflächlichen Ablauf bei sonst ähnlichen Entwässerungsverhältnissen. Die Wege der Entwässerung von Hängen sind neben den Hohlräumen des Bodens die durch die Erosion des oberflächlich ablaufenden Wassers allmählich geschaffenen Tallinien. Infolgedessen besteht für die Bodenfeuchtigkeit nicht nur das Bestreben der Schwere folgend sich in den unteren Hangpartien anzureichern, sondern auch die Neigung, das überschüssige Wasser nach den Erosionslinien hin abzugeben. Die Entwässerung vollzieht sich im außertropischen Gebirge beobachtungsgemäß folgendermaßen: In regenfreien Zeiten erfolgt die Entwässerung nur aus der aufgespeicherten Bodenfeuchtigkeit, die flächenförmig der Hangneigung folgt und sich allmählich in den unteren Hangabschnitten ansammelt, wo sie den tiefstgelegenen Stellen, den unteren Abschnitten der Erosionslinien zustrebt und in ihnen oberflächlich abläuft (Abb. 8a). Je länger die Trockenheit, umso größer der Bodenfeuchtigkeitsverlust, um so kürzer der wasserführende Teil der Erosionsrinne. (Abb. 8b.) Fällt nun ein kräftiger Regen, so sättigen sich die Hohlräume des ganzen Hanges aufs neue, der überschießende Teil des benetzenden Niederschlages fließt oberflächlich ab, in dem er die Erosionsrinne ganz auffüllt (Abb. 8c). Nach Aufhören des Regens beginnt das Spiel von neuem.

Abb. 8.



a b c

Im tropischen Waldgebirge ist der Vorgang im Prinzip der gleiche. Auch hier rückt die obere Grenze der Bodenfeuchtigkeit und Wasserführung der Erosionsrinnen mit zunehmender Dauer der Regenpause abwärts, der langsamen Waserabgabe des tiefgründigen Lehmes wegen aber langsamer, sodaß eine dauernde Füllung der Täler mit Wasser bis zu größeren Höhen des Hanges hinauf gewährleistet wird.

Es lassen sich demnach die Hänge in beiden Fällen folgendermaßen in Entwässerungszonen gliedern:

Außertropisches Gebirge	Tropisches Gebirge
Stark schwankende Bodenfeuchtigkeit und lange unterbrochener Abfluß.	Mäßig schwankende Bodenfeuchtigkeit.
Gering schwankende Bodenfeuchtigkeit und dauernder Abfluß.	Sehr gering schwankende Bodenfeuchtigkeit und dauernder Abfluß.

Entwässerung der tallosen Berge.

Über die Entwässerung der vollkommen waldbedeckten und ununterbrochen von losem Verwitterungsboden überzogenen Berge des zertalten Gebietes ist nach vorgehenden Erörterungen nur noch wenig zu sagen. Bei ihnen summieren sich die Vorgänge an den Gipfeln mit denen am Gehänge, die von der Gipfelfläche abgegebenen Mengen von Bodenfeuchtigkeit und von oberflächlich ablaufendem Wasser treten ohne scharfe Grenze in allmählichem Übergang auf das Gehänge über.

Anders bei den tallosen Bergen. Infolge des hohen, eine Pflanzenbedeckung nicht zulassenden Böschungsgrades tritt hier eine scharfe Sonderung der Entwässerungsvorgänge am Gipfel und am Gehänge ein. Die zahlreichen Wasserfäden, die über die kahlen Felswände dauernd herabrieseln, stellen die oberflächlich ablaufende Entwässerungsmenge und zwar weil auf diesem kurzen Wege über den blanken Fels nicht viel Wasser verloren geht, nahezu unverkürzt vor. Wegen des Fehlens eines aus lockerem Erdreich bestehenden Gehänges ist andrerseits die Bodenfeuchtigkeit allein auf die Gipfelfläche beschränkt. Beide Anteile der Entwässerung treten also räumlich getrennt in ihren einfachsten Beziehungen ohne komplizierende Beeinflussungen auf und können aufs deutlichste getrennt in ihrer Wirksamkeit beobachtet werden.

Die dauernd fließenden Wasserfäden, so gering auch die jeweilige Masse des einzelnen ist, bringen zusammen im Laufe kurzer Zeit schon eine beträchtliche Wassermenge zutale und illustrieren so die starke Aufspeicherung und den beträchtlichen Wasserreichtum des Bodens, der im durchweg bewaldeten Gebiete aus anderen Anzeichen zu ersehen war, (Teiche, Siedlungen, Höhe des Quellhorizontes). Während aber wegen der Kontinuität lockerer Bodenbedeckung dort die Entwässerung dauernd vorwiegend durch unsichtbare Bewegungen der Bodenfeuchtigkeit erfolgt, zwingt hier die scharfe Sonderung der Bodenbedeckung die dem letzten Niederschlage entstammende Bodenfeuchtigkeit dauernd restlos oberflächlich und sichtbar abzufließen. Daß der Abfluß der Bodenfeuchtigkeit zur Ausbildung so zahlreicher gleichwertiger Rinnen führt und rings um den Gipfel gewissermaßen an jedem Punkte des Saumes vor sich geht, ist eine Bestätigung für die Allgemeingültigkeit der Annahme, daß der tropische Verwitterungsboden ganz überwiegend feinräumig ist, daß die Wasserbewegungen darin langsam und diffus verlaufen und andere, die zur raschen Entwässerung der Gipfelfläche führen würden, so gut wie ganz fehlen.

Das Verhältnis der Länge des Gipfelsaumes zur Gipfelfläche oder der Entwässerungslinie zur zu entwässernden Bodenfläche ist bei verschieden großen Gipfelflächen verschieden. Große Gipfelareale haben einen kleinen Umfang im Verhältnis zu kleineren. Längs der Säume kleinerer Gipfelflächen wird daher in der Zeiteinheit eine größere Menge Bodenwasser frei, die Entwässerung geht hier also rascher von statten. Daher ist das Phänomen dauernd rinnender Wasserfäden und folglich auch die Rinnenausbildung am schönsten bei größeren tallosen Bergen ausgeprägt und wird undeutlicher beziehungsweise verschwindet, je kleiner die Gipfelflächen der Berge sind (Morro da Babylonia einer- und Zuckerhut andrerseits).

Erosion an den tallosen Bergen.

Die Hänge der tallosen Berge werden zum größten Teile oder ganz durch die mehrfach erwähnten Rinnen gefurcht und der gewöhnliche Modus der Zertalung mittels einer geringen Anzahl von Tallinien tritt durchaus in den Hintergrund. In dichtem Nebeneinander furchen diese Rinnen die kahlen Wände harten Gesteins. Sie setzen am Saume der bewaldeten Gipfelfläche an und enden an der unteren Grenzlinie der Wände, also am Meeresspiegel oder in geringer Höhe darüber auf den Strandebenen oder am oberen Rande der den Bergen vorgelagerten Schutthalden oder endlich in größerer Höhe an den Schalenköpfen der Gesteinsmäntel. Die Rinnen bilden die kürzesten Wege über die Steilwände, sie sind deshalb gerade. Die Breite einer einzelnen überschreitet wenige Dezimeter nicht. Ebensolche Maße hat ihr gegenseitiger Abstand, die erhabenen Gesteinsleisten zwischen den Rinnen. Sie sind überwiegend unverzweigt und ohne Verbindung miteinander. Die Rinnen sind Strecken ungewöhnlich gestalteter Täler, deren Quellgebiet der Saum der Gipfelfläche und deren Unterlauf auf den Schutthalden als schwache Erosionsrinne, auf den Strandebenen überhaupt nicht nachweisbar ist, da hier der lockere meernahe Boden die geringen Wassermengen, soweit sie nicht verdunsten diffus dem Meere zuführt. Ein Teil dieser Täler ist daher äußerlich mündungslos. Die Masse des durch die Erosion umgelagerten Bodenmaterials ist abschätzbar nach der Tiefe der Rinnen, erhebliche Absatzmassen am Fuße, etwa Schuttkegel sind nicht zu beobachten; im Vergleich zur gewöhnlichen Erosion ist die Umlagerung außerordentlich gering. Kleinere Mengen vom Gipfelsaume entführten oder dort ausgetretenen Verwitterungslehmes trüben gelegentlich das sonst klare Wasser und führen zu einer hellen Verfärbung des Gesteins im Verlaufe der Rinnen, wodurch die

unregelmäßige Streifung der Felswand hervorgerufen und von fern so deutlich wird. Das ganz lokale, nicht allgemein verbreitete Auftreten solcher Verunreinigungen läßt schließen, daß diese Vorkommen nicht zur normalen Rinnenerosion gehören und etwa durch Abspülung im Quellgebiet verursacht werden, sondern noch einem besonderen Vorgange ihre Entstehung verdanken, nämlich, wie später zu erörtern sein wird, kleinen Schlipfen vom Boden der Gipfelfläche. Die Erosionsleistung der Wasserfäden schwankt zeitlich mit den Niederschlägen und örtlich mit der Menge der abgegebenen Bodenfeuchtigkeit. Diese ist abhängig von der Flächenausdehnung des Gipfels — kleine Gipfelflächen fassen weniger Niederschläge und liefern daher wenig erodierendes Wasser — und vom Verhältnis des Gipfelumfanges zum Gipfelareal — bei kleineren versiegt die Bodenfeuchtigkeit schneller wegen der verhältnismäßig langen Entwässerungslinie. Demgemäß ist die Erosion der weniger ausgedehnten tallosen Berge auch nicht so fortgeschritten, die Rinnenbildung und Streifung nicht so markant als bei den breiteren, rückenförmigen Bergen (vergleiche Zuckerhut und Morro da Babylonia). Die starke Aufspeicherung der Niederschläge im Verwitterungsboden der Gipfelflächen und die langsame Abgabe jeweilig nur geringer Mengen schwächt die Erosion, die Verteilung des abgegebenen Bodenwassers auf zahlreiche Punkte des ganzen Gipfelumfanges bewirkt, daß die Erosionskraft verzettelt wird und überall nur geringe Wirkungen hervorrufen kann. Dazu kommt, daß die Angriffsfläche, der harte mechanisch wegen der Unwirksamkeit der Insolation und chemisch wegen des durch die Steilheit bedingten Vegetationsmangels unzerstörte krystallinische Fels äußerst widerstandsfähig ist und nur sehr langsam angegriffen werden kann.

Die Eigenartigkeit dieser Form der Erosion besteht aber nicht allein in einer Vielheit embryonaler Talbildung. Jedes einzelne Rinnensystem ist von einem solchen normaler Erosion durch die geradlinige unverzweigte Gestalt unterschieden. Die Ursache hierfür liegt einmal in der Steilheit des Hanges, welche eine große Geschwindigkeit und eine geringe Reibung des ablaufenden Wassers nach sich zieht, die auch der kleinsten Menge ermöglicht, den Fuß des Hanges zu erreichen und ihre Erosionskraft auf der ganzen Strecke zu entfalten. Besonders aber in der glatten Beschaffenheit der Felswand, die der erodierenden Menge nur wenig Wasser durch Aufnahme in den Boden entzieht. Würde eine Wand lockeren Bodens von gleichem Böschungswinkel überrieselt werden, so würde jeder kleinen erodierenden Menge soviel an Masse entzogen werden, daß ihre Erosionskraft schon auf halbem

Wege erlischt und nur die summierten Reste zweier oder mehrerer sich vereinigender gleichgroßer Wassermengen würden auch die unteren Hangabschnitte erodieren können. Diese Form der Talanlage — embryonale, verzweigte, meist leicht gewundene Tälchen — ist charakteristisch für Steilhänge in lockerem Boden, jene — gerade, unverzweigte Rinnen — typisch für Felshänge.

Regenrillen. Durch zahlreiche, parallele Rinnen gestreifte vegetationslose Felswände sind aus verschiedenen, meist tropischen oder subtropischen Gegenden der Erde unter dem Namen Regenrillen beschrieben worden. (Eine kurze Zusammenstellung findet sich in Kaysers Lehrbuch der allgemeinen Geologie). Definiert man diesen Begriff dem Namen gemäß, so kann man unter Regenrillen nichts anderes verstehen als seichte, auf kürzestem Wege eingeschnittene und gerade, nicht oder wenig verzweigte embryonale Täler, die in dichtem Nebeneinander angeordnet einem Regenfall ihre Entstehung verdanken. Diese Bedingungen erfüllen die embryonalen Tälchen, welche auf ganz frisch aufgeschütteten lockeren vulkanischen Auswurfsmassen oder auf einem ganz frischen künstlichen Anschnitt lockeren Bodens nach einem heftigen Regenguß auftreten. Als Regenrillen können aber auch sie nur ganz vorübergehend bezeichnet werden. Denn indem jeder folgende Regen sie nach den Gesetzen weiter ausbildet, die für die Entstehung von Erosionstälern überhaupt gelten, insbesondere sie durch Aufzweigung ihres Rillencharakters beraubt, gehen sie bald in gewöhliche Erosionstäler von Miniaturgröße über. Ihr Ausbildungsstillstand bei mangelndem Regenfall ist gleichfalls kein Stigma für den Begriff mehr, denn in diesem Punkte unterscheiden sie sich nicht von Erosionstälern in regenarmen Gegenden. Daher sind wahre Regenrillen nur momentane Stadien und viel zu vergängliche Erscheinungen im Landschaftsbilde, als daß man sie als Formentypus aufstellen könnte. Es versteht sich von selbst, daß solche Rillen nur in losem Gestein entstehen können, keineswegs aber in festem Granit wie an den tallosen Bergen, wo die Wirkung eines Regenfalls auf das Gestein gleich Null ist. Echte Regenrillen in Granit, aber in morschem, zersetzten waren im Jahre 1911 bei einer frischen Wegeanlage am Löwenkopf bei Kapstadt zu sehen. Wären die Rinnen an den tallosen Bergen Regenrillen, so müßte die Verbreitung dieser Erscheinung eine viel größere sein, denn kahle Granithänge werden unter allen Klimaten vom Regen benetzt.

Der tallose Berg als Glied in einer Formenreihe.

Gutta cavat lapidem. Auf die Dauer müssen die kleinen Rinnsale, so geringfügig auch die Wirkung des einzelnen jeweils ist, doch zu einer merklichen Formveränderung des ganzen Berges führen. Die Rinnen müssen sich vertiefen und indem sie immer weiter einschneiden, herausragende Gesteinsrippen stehen lassen dergestalt, daß der Berg eine Art Kannellierung erhält. Solche Formen treten an der Bucht von Rio nicht auf, werden aber im Innern des brasilischen Hochlandes gelegentlich beobachtet. Es finden sich dort auch Formen, bei

denen den tiefen Einschnitten ein Haufwerk aus der Zerstörung der Gesteinsrippen hervorgegangener Blöcke vorgelagert ist. Alle diese Stadien lehren den Entstehungsgang und das Ziel der Rinnenerosion. Die Rinnen projizieren sich, unverzweigt bleibend immer tiefer in den Fels hinein, und buchten die Saumlinie des Verwitterungsbodens ein, was zur Berieselung ihrer seitlichen Teile, zu ihrer Erweiterung und zur schnelleren Entwässerung der Gipfelfläche führt. Im Laufe langer Zeiten werden auch die Gesteinsrippen der Zerstörung nicht mehr standhalten können und brechen ab. Die „Tallosigkeit" der Berge endet mit einer tiefgehenden Zerschneidung, die Ausgangsform der Berge, die im ersten Stadium der Rinnenentwässerung sozusagen konserviert wurde, wird verwischt und unkenntlich.

Es ist bemerkenswert, daß im Gebiete von Rio nur allererste Stadien dieser Formenreihe anzutreffen sind, deren gradueller Unterschied durch die Größe des Quellgebietes und durch das Verhältnis der Entwässerungslinie zum Bodenareal der zu entwässernden Fläche bestimmt wird. Im Ganzen betrachtet, sind die Berge nicht das Ergebnis eines derartigen Zerstörungsvorganges, der die Ausgangsformen verwischende und zerstörende Prozeß der Rinnenerosion gibt der Landschaft nicht das Gepräge.

Erosion im zertalten Gebiete.

Da die Menge des über die bewaldeten Berge des zertalten Gebietes oberflächlich ablaufenden Wassers vergleichsweise gering ist, so ist auch seine Erosionskraft weniger energisch als unter gleichen Verhältnissen außerhalb der Tropen. Infolgedessen erodieren die Gebirgsbäche weniger tief, erreichen das feste Gestein seltener und nur bei besonders günstigen Anlässen (Gesteinsstufen). Sie führen infolgedessen auch seltener Gerölle als unsere Gebirgsbäche (Ausnahmen in den höchsten, regenreichen Teilen der Serra do mar, z. B. beim Pilõesbach oberhalb Santos). Der Ablauf ist ferner geringeren zeitlichen Schwankungen unterworfen, insbesondere sind die oberen meist trockenen nur während oder kurz nach dem Regenfall mit Wasser erfüllten Talstrecken kürzer. Da nun gerade die zeitweise heftige Erosion größere Wirkungen entfaltet als eine dauernde mäßige, so bleibt die Erosion im besonderen in den oberen Talabschnitten zurück. Daher ist die Kurve der Talsohle meist gestreckter und weist nicht einen so scharfen Knick zwischen Quellgebiet und unterem Abschnitt auf. Die für unsere ähnlichen Gebirge so bezeichnenden tieten Runsen und weiten amphitheaterförmigen Quelldobel fehlen daher ganz

oder sind viel geringer ausgebildet. Die gleichmäßige Verteilung und überwiegende Feinheit der Bodenhohlräume bewirkt, daß das den Erosionslinien zustrebende Bodenwasser sich nicht linienförmig sammelt und unter Rinnenbildung zur Aufzweigung des Talsystems führt, sondern gleichmäßig ohne Erosionswirkung und ohne eine Aufzweigung herbeizuführen an jedem Punkte in das Tal austritt. Die Talnetze sind daher einfacher gestaltet, die Dichte der Linien jedes Systemes und die Taldichte der ganzen Landschaft ist gering. Die geringe Erosionskraft erklärt den verhältnismäßig geringen Grad der Zerschneidung des Gebirges und die geringe Einschartung der Kämme. Die schwache Netzentwicklung ruft den wenig wechselvollen, bisweilen eintönigen Landschaftscharakter hervor. Dazu ist noch zu bemerken, daß die Abtragung zur Anhäufung mächtiger Schuttmassen auf dem Gehänge und am Fuße der Berge geführt hat, und also das Bestreben zeigt, die Talsohlen durch Schutt aufzuhöhen und der Tiefenerosion entgegenzuwirken.

Die Lehre vom Cyklus müßte die Täler wegen ihres geringen Erosionsgrades als jugendliche bezeichnen. Weil aber schroffe, steile Formen, abgesehen von den strukturbedingten Steilwänden hier durchaus fehlen, vielmehr mäßiggeböschte und sanftgerundete vorherrschen, würde man zu einer verkehrten Vorstellung der Täler gelangen, wenn man die Beschreibung mit diesem einen Charakteristikum erschöpft. Wegen der veränderten Grundlagen vollzieht sich der Cyklus im tropischen Gebirge unter einem anderen Formenablauf als im gemäßigten Klima.

Anlage des Talnetzes.

Nur Teile des Talnetzes können ohne weiteres als durch Erosion allein geschaffen angenommen werden. Es sind die mehr oder weniger rechtwinklig zu den Bergketten streichenden von der Bodenneigung vorgeschriebenen Nebentäler. Die Haupttäler verlaufen parallel zu den Zügen, deren Anordnung und Struktur beweist, daß das Bergland nicht durch die Erosion herausmodelliert ist, sondern daß die Entwässerungslinien den vom Aufbau vorgeschriebenen Wegen gefolgt sind. Das Entwässerungsnetz ist also dem Aufbau gefalteter Tiefengesteine angepaßt.

6. Abtragung.

Es war mehrmals erwähnt worden, daß die Aufspeicherung der großen Mengen von Bodenfeuchtigkeit durch den Verwitterungslehm Hand in Hand geht mit einer Lockerung der Lehmmoleküle unter Aufquellen und Volumenzunahme des Bodens. Von einem gewissen Grade dieses Vorganges ab wird durch Abnahme der Kohäsion der einzelnen Partikel gegeneinander und der Adhäsion der ganzen Masse an die feste Unterlage der Boden in einen Zustand versetzt, der nur eine Bewegungsmöglichkeit, das Fließen zuläßt. Erreicht die Bodenfeuchtigkeit die hierzu erforderliche Höhe nicht, so sind Bewegungen nur in der bei uns verbreiteteren Form der chronischen Gehängebewegungen durch Kriechen möglich. Die eine Möglichkeit schließt die andere nicht aus, beide Bewegungsarten können jeweilig dieselbe Bodenmasse betreffen. In den feuchten Ländern gemäßigten Klimas überwiegen erfahrungsgemäß Kriechbewegungen und ereignen sich Fließvorgänge nur unter besonders günstigen Umständen, sodaß nach der jetzt herrschenden Auffassung das Erdfließen, wenn es auch als abtragendes Agens bisweilen lokal eine nicht zu unterschätzende Rolle spielt, doch für die Formgestaltung im Vergleiche zu polaren und subpolaren Gegenden nur untergeordnete Bedeutung hat. Bei der Beschaffenheit des Bodens und der Wirksamkeit der Niederschläge im brasilischen Küstengebirge dürfen wir von vornherein ein umgekehrtes Verhältnis, ein Überwiegen der Erdfließbewegungen und ein Zurücktreten der Kriechbewegungen voraussetzen, umsomehr als neuerdings das Erdfließen in den verschiedensten Ländern der feuchten Tropen beobachtet und auf seine Wichtigkeit hingewiesen worden ist. (Voltz. Sapper).

Beobachtungen über Erdfließen im brasilischen Küstengebirge.

Die geringe Festigkeit und der latent fließfähige Zustand des tropischen Verwitterungsbodens erhellt schon aus einem Umstande, den zahlreichen Entwurzelungen im Walde. Die horizontal ausgreifend flachwurzelnden Bäume scheinen auf einer breiigen Unterlage schlecht verankert gleichsam zu schwimmen, sodaß schon geringe Gleichgewichtsstörungen sie zu Falle bringen, sei es eine Bodenverlagerung, sei es der Wind. Den Windbruchschäden der tiefwurzelnden festverankerten Stämme unserer Wälder entspricht hier gleich eine vollständige Entwurzelung.

In dieser Hinsicht ist ein Vergleich ähnlicher Urwälder in den Tropen und in der gemäßigten Zone lehrreich, der Hylaea des Amazonenbeckens und des westrussischen Urwaldgebietes, von dem der Bielowieschcr Wald ein Rest ist. Beide Gebiete sind flach, haben lehmigen, feuchten Boden und tragen die gleiche Waldformation, weitgestellte sehr hohe Säulenstämme. In der Hylaea sterben die Bäume verhältnismäßig früh und meist, weil sie von Parasiten und Epiphyten erdrückt und ausgesogen werden. Sie brechen seltener und werden meist entwurzelt, wobei sie große Scheiben Boden emporheben. In dem Bielowieschcr Walde sterben sie, soweit Torfmoose sie nicht zum Absterben bringen, in hohem Alter und werden nicht entwurzelt, sondern brechen ab. Die Menge toter gefallener Bäume ist hier geringer als in der Hylaea, wo sie ihrerseits wieder zurücksteht gegen die an den Gehängen des Küstengebirges zu beobachtende Masse entwurzelter Stämme.

Unmittelbar zu beobachten ist die Wirksamkeit des Bodenflusses in den zahlreichen kleinen Schlipfen von Erdreich am Gipfelsaume der tallosen Berge, die erwähntermaßen zu einer Verunreinigung der Ablaufrinnen führen und die Streifung der Felswände betonen oder als stromförmige Masse an den Felswänden haften bleiben. Größere katastrophenartige Fließvorgänge sind in einem bewaldeten Gebiete bei kürzerem Aufenthalt vom Reisenden selten zu beobachten, und es müssen sich schon kurz vorher solche ereignet haben, wenn aus den Folgeerscheinungen mit Sicherheit auf den Vorgang geschlossen werden soll. Soweit größere Ereignisse dieser Artmit den Werken des Menschen zu dessen Schaden in Konflikt geraten,fließt die Quelle der Überlieferung. Für die Stadt Rio de Janeiro ist ein klassisches Zeugnis von v. Tschudi in seinen Reisen in Südamerika aufbewahrt worden. Er berichtet, daß der Morro do Castello, eine etwa 60 m aus der Strandebene aufragende unbebaute Kuppe, die mitten in der Altstadt liegt, zu verschiedenen Zeiten durch Gehängebewegungen die benachbarten Häuser des dicht bebauten Stadtteiles bedroht habe. Die Störung sei so groß gewesen, daß mehrfach der Antrag gestellt worden sei, den ganzen Berg abzutragen. Die Hänge des Morro bestehen wie die aller anderen Berge aus einem Mantelmächtigen Verwitterungslehmes, — daher der Gedanke den Berg abzutragen — der unter Umständen durch Fließen gehängeabwärts wandern und die am Fuße des Berges stehenden Gebäude ernstlich gefährden kann. Daß es sich um größere Bodenversetzungen handelte, muß man aus dem vorgeschlagenen heroischen Abhülfsmittel schließen. Die Tatsache, das Abhülfe zu verschiedenen Zeiten notwendig war, beweist ferner, daß der Bodenfluß nicht ununterbrochen vor sich ging, sondern mehrfach einsetzte. Außer dem Morro do Castello liegt noch eine Anzahl ähnlicher Kuppen in der Stadt, denen die Bebauung aus dem Wege gegangen ist, offenbar mit Rücksicht auf solche Erfahrungen.

Mittelbare Anzeichen für Hangbewegungen.

Das Stadtbild von Rio de Janeiro zeichnet sich durch zwei Eigentümlichkeiten aus. Einmal durch Hereinragen unbesiedelter, urwaldbedeckter Gebirgsausläufer bis mitten in die vom modernen Verkehr belebten Stadtteile, zweitens durch einen langgestreckten im einzelnen sehr unregelmäßig verlaufenden Grundriß, der sich auf die Strandebenen beschränkt und sonst nur auf die flachen Sohlen der untersten Talabschnitte übergreift, in neuester Zeit sogar früher die fieberberüchtigten, jetzt mit Mühe und Kosten trockengelegten Strandsümpfe (Stadtteil Saude, d. h. Gesundheit) einbezogen hat. Der Grundriß ist nicht etwa durch Zusammenwachsen mehrerer Siedlungen, sondern durch planmäßiges Wachstum nach außen entstanden. Man erkennt zwei Tendenzen im Entwicklungsgang des Stadtbildes, die sozusagen krampfhafte Ausnutzung jeder ebenen Fläche und das Meiden der Gehänge. Diese beiden Entwicklungsrichtungen haben zu einem Stadtbilde geführt, das als außerordentlich abwechslungsreich, individuell und anziehend ist, für den Verkehr aber in hohem Grade unpraktisch bezeichnet werden muß. Es ist eine Kette sehr verschieden großer Einzelstädte von mehr als 12 km Länge und einer sehr wechselnden 3 km nirgends überschreitenden Breite.

Vergleichen wir hiermit den Entwicklungsgang einer Stadt mit ähnlichen topographischen Grundlagen auf der Westseite des südamerikanischen Kontinentes, den der Stadt Valparaiso, wo gleichfalls Berghänge zu einer angefügten Strandebene mäßiger Ausdehnung herniederziehen. Wie in Rio de Janeiro ist hier die Altstadt auf ebenem Boden am Strande gegründet, dagegen schieben sich die Ausläufer neben vollständiger Ausnutzung der Ebene nicht die Täler hinauf, sondern steigen Terrassen bildend und im Ganzen amphitheaterförmig die Hänge aufwärts. Es ist klar, daß in beiden Fällen die Bebauung eine Folge der topographischen Grundlagen ist, und daß in der Verschiedenheit des Entwicklungsganges sich ein wichtiger Unterschied ausspricht. In Valparaiso ist die Ursache des Meidens der Täler leicht einzusehen, die jährlich wiederkehrende plötzlich einsetzende starke Wasserführung der sonst meist trockenen Täler, bedingt durch das subtropische Klima, ein Vorgang dem die Täler bei Rio wegen des gleichmäßig feuchten tropischen Klimas nicht unterliegen. Jene verbieten, diese gestatten die Bebauung. Wenn in Rio entgegen Valparaiso die Hänge nicht oder nur ganz gelegentlich bebaut werden, so hat das bei dem großen Ausdehnungsbedürfnis der Stadt natürlich seinen Grund in der Unmöglichkeit oder Schwierigkeit die Hänge zu

bebauen, und diese möchten wir nach den früheren Betrachtungen auf Gehängebewegungen, hauptsächlich auf das Fließen zurückführen, das durch das tropische Klima bedingt und in Valparaiso nicht zu fürchten ist. Es ist sicher kein Zufall, daß die amphitheaterförmigen durch unbebaute Täler gegliederten Städte in subtropischen Ländern so häufig sind, in den feuchten Tropen allermindestens selten vorkommen. Dazu kommt noch ein Weiteres. Die Hänge, die in die Stadt hereinragen, sind dicht bewaldet und vom Holzbedürfnis der Großstadt unberührt. Sollte sich in dieser Schonung der Walddecke nicht die Erkenntnis ihres Schutzes vor katastrophalen Hangbewegungen aussprechen?

Die Grundlagen des Erdfließens im brasilischen Küstengebirge.

Erdfließen tritt ein, wenn auf geneigter Bahn lagernder Boden oder die geböschte Oberflächenschicht eines Hanges so beschaffen ist, daß die Schwere des mit Wasser getränkten Bodens die Kohäsion seiner Partikel und die Adhäsion an die Unterlage überwiegt, sodaß Bodenmassen der Schwere folgend abwärtsgleiten. Dazu ist notwendig, daß der Boden bis zu einem gewissen Grade tonhaltig ist, und daß die aufgenommene Wassermenge eine gewisse Zeit im Boden verbleibt. Die Wasseraufnahme und Abgabe reinen Tones vollzieht sich ganz allmählich, das Fließen setzt infolgedessen ganz allmählich ein und klingt langsam ab. Mit der Zunahme sandiger Beimischungen vergrößert sich mit dem Gesamtporenvolumen die Geschwindigkeit der Aufnahme und Abgabe des Wassers und die Fließvorgänge nehmen eine mehr akute Form an. Das Mischungsverhältnis von Ton und Sand bestimmt die Wahrscheinlichkeit mehr chronischer oder mehr akuter Bodenbewegungen. Nehmen wir ganz schätzungsweise an, der aus Granit hervorgehende Verwitterungsboden habe einen Quarzgehalt von einem Drittel des Gesamtvolumens, so ergibt sich, daß der Verwitterungsboden des brasilischen Berglandes zu den schwerer beweglichen, mehr zu chronischen Bodenbewegungen neigenden gehört, daß zum Eintritt des Fließens eine länger anhaltende Benetzung notwendig ist, daß also akute, katastrophale Vorgänge umsoweniger zu erwarten sind, als die dichte Vegetationsdecke dem Fließen sowohl durch Verminderung der Bodenbenetzung als auch durch mechanische Hemmung Widerstand entgegensetzt. Das gilt jedoch nur mit einer gewissen Einschränkung. Auf den Gipfelflächen verursacht die geringe oder fehlende Bodenneigung ein überwiegendes Eindringen und langsames Ablaufen der Niederschläge, die infolgedessen lange Zeit mit dem

Lehm in Berührung bleiben. Aus diesem Grund wird die Möglichkeit, fließfähig zu werden für die Gipfelböden rascher erreicht werden, als für die geneigten Gehänge, deren Benetzungs- und Durchtränkungsmöglichkeit aus den früher erwähnten Ursachen geringer ist. Andrerseits wird aber, wenn das Fließen einmal möglich ist, es auf den Gehängen sofort beginnen, während es auf den Gipfelflächen wegen der geringen oder gar fehlenden Neigung der Fließbahn lange latent bleiben und dann unter Umständen ganz plötzlich in die Erscheinung treten kann. Das macht ein gesondertes Studium der Fließvorgänge auf den Gipfelflächen und der auf den Gehängen vor sich gehenden notwendig, wozu sich noch als dritte Region die Mantelkopfflächen hinzugesellen, die je nach dem Grade ihrer Neigung und dem Zusammenhang mit der allgemeinen Walddecke bald dieser, bald jener Region ähneln.

Abtragung an den Gipfelflächen.

Die Gipfelflächen der tallosen Berge bestehen aus einer scharfumrandeten, mächtigen fließfähigen Bodenschicht, die hinsichtlich ihrer Durchtränkungsmöglichkeit günstiger gestellt ist als der Boden der Gehänge. Ihre feste Unterlage ist die Oberkante des unverwitterten Felses. Da die Gipfelfläche von Haus aus infolge ihrer Struktur ein leises Gefälle randwärts hat, und die Vegetation, soweit es die Böschung überhaupt zuläßt, die Gipfelfläche gleichmäßig besiedelt, und, da die Lockerung des Bodens durch die Pflanzen überall bis in gleichmäßige Tiefe erfolgt, entsteht auch ein Gefäll der festen Unterlage nach den Rändern hin. Eine Gleitbahn für Fließmassen ist also auf die Ränder beschränkt. Dieser folgt das Bodenwasser und ermöglicht an den Rändern einen längeren Bestand der Bodenfeuchtigkeit als auf den zentralen Teilen der Gipfelfläche. Endlich ist der Saum der Gipfelfläche der einzige Ort, wo fließfähiger Boden keinen Widerstand findet. Aus diesen Gründen ist innerhalb der Gipfelfläche wiederum die Randpartie eine Gegend besonders günstiger Fließmöglichkeit. Diesen für den Eintritt des Fließens günstigen Umständen steht die geringe Neigung der Gleitbahn als einigermaßen beschränkendes Moment gegenüber. Demzufolge bleibt die Fließerde lange bewegungslos und es bedarf besonders günstiger Umstände, um einen Fließakt hervorzurufen. Ein solcher kann erfolgen, wenn bei stärkster Bodendurchtränkung der Druck des aufquellenden Lehmes eine gewisse Grenze überschreitet, kann gelegentlich durch Unterspülungen von seiten des beständig am Saume austretenden Ablaufwassers hervorgerufen und durch lokale Unregelmäßigkeiten

des Gipfelsaumes befördert oder gehindert werden. Daraus ist die beobachtete lokal unregelmäßige Verteilung der austretenden Bodenmassen zu folgern. Da die begünstigte Randpartie verhältnismäßig schmal ist, kommt nach einem solchen Austritt von Fließerde zentraler gelegenes also minder durchtränktes Bodenmaterial an den Gipfelsaum zu liegen, das erst einige Zeit zur Erlangung des höheren Durchtränkungsgrades benötigt. Daraus folgt, daß jedem Ausbruch eine Pause folgen, jeder einzelne Fließakt also kurz und infolgedessen die jeweilige Bodenumlagerung gering sein muß. Wenn das anstelle des geflossenen Bodens vorgerückte Material die gehörige Feuchtigkeit erlangt hat, so muß sich der Prozeß von neuem wiederholen, solange die Bedingungen der Durchfeuchtung die gleichen sind. Und da, wie die fast ununterbrochene Dauer der ablaufenden Wasserfäden beweist, die Durchfeuchtungsmöglichkeit der Randpartien fast immer günstig ist, so muß angenommen werden, daß sich solche Fließakte dauernd ereignen, der Rand der Gipfelfläche also durch eine Kette einzelner schlipfartiger Ausbrüche Boden abgibt. Die Schwankungen in der Stärke und Häufigkeit dieser Vorgänge wechselt mit der Bodendurchfeuchtung, Regengüsse steigern, trockene Zeiten mindern die Intensität. Das Auftreten vieler lokal ungleichmäßig verteilter, verschieden frischer Schlipfe aus dem Rande der Gipfelfläche ist, wie bereits erwähnt, überall zu sehen. Eine planmäßige längere Beobachtung würde wertvolle Aufschlüsse über Masse, Häufigkeit, Beziehungen zur Benetzung und den Umlagerungsbetrag des Vorganges liefern.

Die Gipfelfläche stößt mehr oder weniger scharf linienförmig an den vegetationslosen Steilhang. Infolgedessen nimmt die Reibung der Fließerde an die Bahn plötzlich stark ab. Es ist die Frage, wieweit die Steilheit der Wände überhaupt einen echten Fließvorgang zulassen und ob die weitere Abwärtsbewegung nicht ein einfaches Gleiten, Rutschen oder Fallen darstellt. Welcher Art diese Bewegung auch sein mag, sie kommt, wie die Beobachtung lehrt, meist nach Zurücklegung einer kurzen Wegstrecke wieder zur Ruhe, weil die Bodenmassen sich über eine größere Fläche des Felsens ausbreiten und infolgedessen die Reibung zunimmt. Nur infolge lokaler Begünstigung besonders starke Ausbrüche vermögen ihr Ziel, den Fuß der Wand zu erreichen. Der Weitertransport der auf halbem Wege liegenbleibenden Bodenmassen erfolgt entweder durch Fließen oder Gleiten nach erneuter Durchfeuchtung beim nächsten Regen und ganz besonders durch die in den Rinnsalen herablaufenden Wasserfäden, wodurch die Rinnen mit einer dünnen Schlammhaut überzogen werden und die

erwähnte Streifung der Felswände deutlich gemacht wird. Das Charakteristische der Fließvorgänge am Rande der Giptelflächen liegt in ihrem scharf betonten diskontinuierlichen Ablauf sowohl hinsichtlich der Zeit — durch abgeschlossene Einzelvorgänge — als auch meist des Ortes — indem das umgelagerte Material im Verlaufe oder am Fuße der Wand scharf gegen die Unterlage abgrenzbar ist. Die Fließvorgänge liegen offen zutage und sind ohne weiteres zu beobachten.

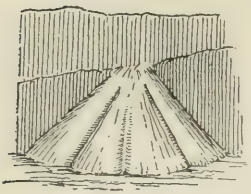
Abtragung an den Gehängen.

Rückschlüsse aus der Gehängeform auf den Abtragungsvorgang. Die heute vorliegenden Geländeformen des zertalten Gebietes sind keine ursprünglichen durch den Aufbau bedingten Formen, die etwa nur durch die Erosion geschnitten sind. Denn sie geben nur ein sehr verschleiertes Bild vom ursprünglichen Aufbau, von dem Zeugen in Gestalt der steilen Kuppen und Wände erhalten sind. Im übrigen weisen die durchweg sanften, gerundeten Formen und die Schuttmengen am Gehänge der Täler und im Talgrunde darauf hin, daß neben der Erosion auch ein flächenförmig angreifender Abtragungsprozeß am Werke ist. Wie eingangs bemerkt wurde, kommt nur das Kriechen oder das Fließen für die Formveränderung in Frage. Durch Vorgänge erstgenannter Art hervorgerufen sind, die gelegentlich zu beobachtenden Bänder grobgeschichteten Gesteinsschuttes innerhalb der sonst homogenen Ablagerungen an den Hängen. Derartige Befunde, die in unsern Mittelgebirgen vorherrschen, kommen aber hier nur ganz gelegentlich vor, nämlich dort, wo kahler Fels die Walddecke überragt (z. B. im Tijucagebiet), im übrigen ist der Gehängeschutt durchweg homogener Lehm. Das beweist, daß der vorwiegend chemischen Verwitterung gemäß die Abtragung homogenen Lehm abwärts bewegt. Die typische Bewegungsform des Lehmes von der Beschaffenheit des hier anzutreffenden aber ist das Erdfließen. Wir untersuchen nun die Eigenschaften des Gehänges und versuchen festzustellen, welche Formen ohne weiteres auf Erdfließen zurückgeführt werden können. Andere auffällige Tatsachen stellen wir fest und verwerten sie später bei den Betrachtungen über den Zusammenhang von Form und Vorgang.

Fließformen. Die dichte Walddecke erschwert die Untersuchung der feineren Gehängeskulptur ungemein und verwischt ihre Einzelheiten. Waldfreie Stellen lehmigen Bodens sind selten. Eine der wenigen Stellen findet sich am Nordhang des Morro da Babylonia,

dessen mittlerer Teil von einem dreieckigen schwach bewaldeten Geländestück lehmigen Bodens geringeren Böschungsgrades eingenommen wird, das sich deutlich gegen die Umgebung absetzt (Abb. 9). Es beginnt oben schmal und endet unten mit breiter Basis. Die Oberfläche ist nach den Rändern zu sanft geböscht, im Einzelnen leicht unregelmäßig gestaltet und von schwachen Erosionsrinnen gefurcht. Nach unten zu schwillt die Masse leicht an und lagert mit konvex gebogenem Stirnrande und deutlich wulstförmig erhobenen Seitenrändern auf der Unterlage auf. Ein benachbarter Steinbruch lehrt, daß der Lehm mit bedeutender Mächtigkeit dem Felsen aufgelagert ist. Oberhalb der Spitze dieses Gehängeabschnittes weist eine bedeutende Lücke im Gesteinsmantel des tallosen Berges auf das Ursprungsgebiet der Bodenmasse hin. Man sieht auf den ersten Blick, wie sie sich aus einem Wurzelgebiet abwärts bewegt hat. Das Ganze erinnert an kurze, breite Lavaströme oder an deckenförmig ergossenen Schlamm, mit einem Wort an geflossenen Boden. Da auf dem Gipfel beziehungsweise auf den Schalenköpfen jeweilig nur eine verhältnismäßig geringe Decke von Verwitterungsboden lagert, so folgt, daß eine so mächtige Ablagerung nicht auf einmal, etwa durch einen Bergschlipfvorgang hervorgerufen sein kann, daß vielmehr ihr Entstehen eine mindestens so lange Zeit beansprucht hat, als zur Bildung so mächtiger Verwitterungsmassen notwendig war, daß sie also der Erfolg eines sehr chronischen Vorganges ist. Gegen ein allmähliches Anwachsen durch trocken abgelagerten Schutt spricht die Form und die lehmige Natur des Bodens, die geringe Wirksamkeit trockener Verwitterung im ganzen Gebiete und der Mangel einer für diesen Vorgang charakteristischen schnurgeraden Profillinie. Gegen Kriechvorgänge spricht das homogene Material und die Wulstung der Ränder. Dagegen stimmt die Lehmanlagerung in allen Punkten mit den Merkmalen der Decken geflossenen Bodens überein, sodaß wir ihre Entstehung durch eine Summe von Fließvorgängen als gesichert betrachten können.

Abb. 9.



Form der Gehänge. Wie bereits besprochen, entspricht im großen Ganzen die Form der bewaldeten, landeinwärtsgelegenen Berge bei Rio der unserer krystallinischen Mittelgebirge, abgesehen natürlich vom Auftreten kahler Wände und Kuppen und von der geringeren Erosionsskulptur. Das gilt im besonderen auch für die Böschungswinkel der Gehänge, die durchschnittlich ähnliche Grade aufweisen

wie bei uns. Es ist indessen auffällig, daß bei vielen Bergen die Bodenneigung in verschiedener Höhe mehr oder weniger plötzlich zunimmt, gelegentlich mit Einschaltung einer kurzen terrassenartigen Strecke, die geringer geböscht ist als die beiden anderen Hangabschnitte, eine Erscheinung, die schon Middendorf aus den tropischen Ostabhängen der bolivianisch-peruanischen Kordillere beschrieben hat. Auch in unsern Mittelgebirgen (z. B. im südlichen Schwarzwald) ist diese Erscheinung zu beobachten und den Forstleuten wohlbekannt, indessen tritt sie nicht mit einer solchen Deutlichkeit auf und ist, wenn man das Gehänge nicht genau beobachtet, leicht zu übersehen. Es sei an dieser Stelle auch an Sappers Beobachtungen über die Zuschärfung der Bergrücken aus anderen Gebieten der regenfeuchten Tropen erinnert, von der er ausdrücklich betont, daß sie sich nur auf den losen Verwitterungsmantel beschränkt, nicht aber das feste Gestein betrifft. Wir müssen nach der Verbreitung dieser Erscheinung annehmen, daß es sich um einen elementaren Prozeß der Gehängeabtragung handelt, der in den tropischen Gebirgen aus weiterhin zu besprechenden Ursachen einen höheren Grad annimmt.

Einfluß der Walddecke auf die Abtragung. Die geschlossene dichte Walddecke, die die Gehänge überzieht, könnte zunächst den Glauben erwecken, daß die Abwärtsbewegung der mächtigen, unter der Wurzelzone anstehenden Schuttmasse mindestens soviel Zeit zurückliegt, als zur Entwicklung des Waldes notwendig war. Mindestens aber scheint sie zu beweisen, daß nach vollendeter Ausbildung des Waldes kein erhebliches Wachstum durch Auflagerung stattgefunden hat, daß also, da das Entstehen einer Walddecke lange Zeit beansprucht, auch seit langer Zeit kein Abwärtsbewegen von Verwitterungsschutt mehr vor sich gegangen und ein Stadium der Ruhe eingetreten ist. Dagegen spricht aber schon die große latente Bewegungsfähigkeit des Verwitterungsbodens, die hier und in anderen tropischen Gebirgen beobachtet wurde. Und wenn wir an den Gipfelflächen der tallosen Berge eine in Summa beträchtliche Bodenumlagerung durch Fließvorgänge feststellten, so müssen wir sie für die Gipfelflächen der bewaldeten Berge gleichfalls annehmen, da Verwitterung und Benetzung hier den gleichen Grad erreichen. Wenn also hier eine Auflagerung durch zahlreiche kleine Schlipfe nicht nachweisbar ist, so kann die Ursache nur darin liegen, daß mangels einer dem Gipfelsaume entsprechenden frei endigenden Linie fehlenden Widerstandes die Fließmassen hier durch die Walddecke zurückgehalten werden, daß also die Abwärtsbewegung unter der Pflanzendecke ablaufen kann und

höchstens auf irgendwie bedingten Spalten der Walddecke in Form von Schlammströmen ausbricht. Vorgänge beider Arten sind verschiedentlich in anderen tropischen Gegenden beobachtet worden (subsilviner Bodenfluß Sappers, innere Verlagerung Voltz's).

Die Möglichkeit dauernder, in ihrer Gesamtheit große Umlagerungen vollziehender Fließvorgänge unter einer Walddecke hat nach Studien an den bei uns nach der Schneeschmelze zu beobachtenden kleinen lehmigen Fließdecken nichts Befremdliches, denn diese Untersuchungen hatten den Schluß gerechtfertigt, daß der Fließvorgang sich im wesentlichen dort immer unter der äußeren durch Austrocknung ihrer Fließfähigkeit beraubten Haut vollzieht, also in ähnlicher Weise wie der der Lavaströme innerhalb ihres Schlauches durch Erkalten festgewordenen Magmas. (Vergl. B. Brandt, Über Erdfließen im norddeutschen Flachland, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1914.) Es ist entsprechend vorstellbar, daß hier die mächtige durchtränkte Lehmschicht unter der verhältnismäßig dünnen Bodenzone schlecht verankerten flachen Wurzelwerkes abwärts fließen kann, sobald der Druck vermag, die Wurzelschicht etwas zu heben. Da hierzu eine große Kraft erforderlich ist, so ist anzunehmen, daß jede momentane Fließmasse an sich wirkungslos ist, und erst die Summe mehrerer oder vieler von oben nachdrängender Bodenflüsse hierzu imstande ist. Aus diesem Grunde dürfen auch plötzliche Ergüsse nicht erwartet werden wie bei den entwaldeten tallosen Gipfeln inmitten der Stadt (Morro do Castello), die Abtragung und die Gehängeveränderung ist vielmehr als chronischer Vorgang aufzufassen ähnlich den Gehängebewegungen durch Kriechen.

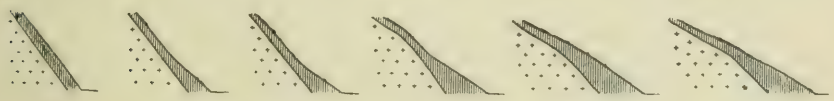
Tiefenwirkung des Erdfließens. Wie mehrfach erwähnt, sind gelegentlich durch Kriechvorgänge abgelagerte grobgeschichtete Steinschuttlagen im homogenen Lehm zu beobachten. Diese Tatsache lehrt, daß an solchen Stellen die Fließwirkung der hangenden Bodenmassen nicht bis in die Tiefe des groben Schuttes heruntergereicht hat, sonst würden die Gesteinsbrocken durch die aus Unterschieden in der Reibung hervorgehenden komplizierten Bewegungen der Fließerde auseinander gedrückt und mit dem Lehme vermischt seien (vergleiche meinen oben angeführten Aufsatz und die schönen Tafeln in Passarge, Morphologie des Meßtischblattes Stadtremda. Mitt. d. Geogr. Ges. in Hamburg, Bd. XXVIII). Daraus folgt, daß — wie nach den Betrachtungen über die Bodenfeuchtigkeit vorauszusetzen war — nur die jeweils oberen Schichten des Verwitterungsbodens fließen und mit dessen Mächtigkeitszunahme

dem Prozesse mehr und mehr entrückt werden (wie ich auch für die kleineren Fließmassen bei uns a. a. O. nachgewiesen habe). Ferner folgt, daß ein appositives, schichtweises Wachsen auch unter der Vegetationsdecke stattfinden kann. (1. Geflossener Boden, 2. gekrochener Boden, 3. geflossener Boden).

Der Vorgang des Erdfließens unter der Walddecke. Hat man sich mit dem Gedanken an die Möglichkeit subsilvinen Bodenflusses vertraut gemacht, so tauchen neue Fragen auf. Wie vollzieht sich dieser Vorgang? Welche unmittelbaren Wirkungen hat er auf die Formen und welche Geländebeobachtungen können als Folgen des Fließens aufgefaßt werden? Welche quantitativen Werte erreichen diese Umlagerungen? Versuchen wir, wieweit wir den Lösungen dieser Fragen näher kommen können.

Die Umlagerung der Fließmassen findet in einem schmalen Hohlraume statt, der außen durch die Vegetationsdecke, innen durch das feste Gestein beziehungsweise durch nicht mehr fließende tiefer liegende Bodenmassen begrenzt wird. In diesem spaltförmigen Hohlraume wandern die Fließmassen gehängeabwärts, im obersten Abschnitt findet eine Wegnahme, im untersten eine Ansammlung von Fließerde statt. In einer mittleren Zone scheinbarer Ruhe wird die abfließende durch nachrückende Fließerde ersetzt. Die Abflußmöglichkeit höher gelegener Fließmassen setzt eine vorherige Entfernung weiter gehängeabwärts lagernden Bodens voraus; die Umlagerung muß also unten am Gehänge begonnen haben, was auch von vornherein wahrscheinlich ist, weil in den untersten Hangabschnitten infolge der flächenhaft abwärtsstrebenden Bodenfeuchtigkeit die Durchtränkung schneller ermöglicht wird als oben. Abb. 10a stellt den

Abb. 10.



hypothetischen Ausgangspunkt, b das Anfangsstadium der Hangveränderung dar. Durch die Ansammlung von Fließerde am Fuße des Hanges wird dort der Böschungswinkel verringert, mit seiner Abnahme nimmt aber bekanntlich die Benetzung und Durchtränkung des Bodens zu, der hier abgelagerte Boden fließt also in der Folgezeit eher als der oberhalb gelegene und verringert weiter den Böschungs-

winkel. Nach einiger Zeit scheidet sich infolgedessen der Hang in einen oberen Abschnitt ursprünglicheren Böschungswinkels und ursprünglicher Fließmöglichkeit und in einen unteren verringerten Böschungswinkel und gesteigerter Fließmöglichkeit (c.) Je mehr Boden unten abgelagert wird, umso höher rückt die Grenze zwischen beiden am Hange empor. Es bildet sich eine (relative) Zuschärfung analog Sappers Beobachtungen aus.

Parallel diesen Veränderungen der äußeren sichtbaren Oberfläche des Schuttmantels verändert sich auch seine verdeckte feste Unterlage. Im mittleren Abschnitt, wo Zu- und Abfluß sich das Gleichgewicht halten, schreitet die Verwitterung in demselben Tempo wie zu Beginn, also nur langsam fort. Gehängeaufwärts dagegen verringert sich infolge der Bodenentfernung ohne Nachschub (oder bei nur geringem) der Zwischenraum zwischen Walddecke und unzersetztem Gestein, das dadurch mehr und mehr unter die Einwirkung der Pflanzenwurzeln gerät und fortschreitend tiefer zersetzt wird. Unten hingegen wird der Fels durch die sich anhäufenden Schuttmassen der Verwitterung mehr und mehr entrückt und ist schließlich vollkommen geschützt. (d und folgende Stadien). Indem nun oben die ursprünglich steile Neigung sich verringert, steigt die Durchfeuchtung und tritt das Fließen eher ein, andrerseits vergrößert sich unten durch Abnahme der Bodenneigung auch die äußere Reibung der Fließerde und verlangsamt sich die Veränderung (e). Infolge des Ansammelns immer mächtigerer Schuttmassen, die viel Niederschläge aufnehmen können, nimmt auch die Fließmöglichkeit ab. Der Prozeß strebt unten der Ruhe zu und wird oben lebhafter. Die weitere Entwicklung geht oben in derselben Weise vor sich wie zuerst unten. Schließlich wird ein Zustand erreicht, wo die Böschung oben und unten wieder gleich und viel geringer als ursprünglich ist (f), ein verhältnismäßiges endgültiges Stadium.

Anzeichen einer derartigen Formenreihe. Aus vorstehendem auf allgemeine Beobachtungen über das Fließen gegründeten Formenablauf wird in erster Linie ein wichtiges Merkmal der bewaldeten Berge verständlich, das häufig zu beobachtende gebrochene Hangprofil (d, e). Daß es nicht durchweg vorhanden und nicht immer gleich auffallend ist, läßt auf das Vorhandensein verschieden fortgeschrittener Entstehungsstadien schließen. Die ungebrochenen Hänge sind ganz frühe — wo dieses Merkmal noch nicht — oder ganz späte — wo es nicht mehr in die Erscheinung tritt. Die verschiedene Mächtigkeit der losen Massen und ihre Zunahme gehängeabwärts ist gleichfalls nachweisbar. Der verhältnismäßig geringen Tiefe des losen Bodens

in Aufschlüssen an bebauten Gipfelflächen steht die sehr mächtige in Steinbrüchen am Fuße der Berge erschlossene gegenüber.

In die vorstehend angenommene Formenreihe lassen sich alle Gehängeformen unterbringen, und es scheint, daß damit der heutige Formenschatz der bewaldeten Gehänge erschöpft ist. Aus diesem Grunde muß von der für die Formengebung und den morphologischen Wert des Vorganges so überaus interessanten Frage abgesehen werden, ob in dieser Gegend eine Abtragung unter der Walddecke bis zu den vorgerücktesten Stadien und bis zur Peneplain möglich ist, wie Sapper sie für andere tropische Gegenden angenommen hat. Wir begnügen uns mit der Feststellung, daß durch das Erdfließen an den Hängen sehr beträchtliche Umlagerungen hervorgerufen werden.

Die Davissche Anschauungsweise müßte die Bergformen im zertalten Gebiete als reif, z. T. als spätreif bezeichnen, seine Täler indessen erwähntermaßen als jugendlich. Wer in jeder Landschaft einen kurz zu diagnostizierenden Typ sieht, gerät hier in Verlegenheit. Wiederum muß bemerkt werden, daß der Zyklus in seiner heutigen Gestalt für die regenfeuchten Tropen nicht brauchbar ist. In Gegenden, wo ein gestaltendes Moment fast allein herrscht, wie die Erosion in Ländern mit langen Trockenzeiten, oder vorherrscht, wie die Erosion in feuchten Ländern der gemäßigten Zone, ist die Kennzeichnung einer ganzen Landschaft mit einer kurzen Diagnose bis zu einem gewissen Grade möglich. In Gegenden, wo wie hier zwei zerstörende Kräfte verschiedener Intensität einander entgegenarbeiten, ist sie nicht anwendbar. Wir entnehmen hieraus im allgemeinen die Lehre, in solchen Fällen die Landschaft nicht als Stadium eines Vorganges, sondern als Ergebnis einer Summe von Vorgängen aufzufassen, deren Wirkungen zunächst gesondert betrachtet werden müssen.

7. Die Entstehung der Formen.

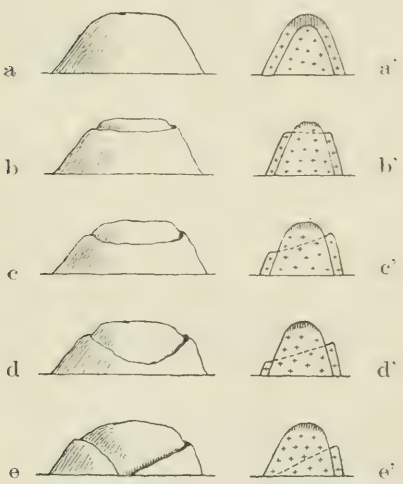
Die tallosen Berge bestehen heute aus einem Kerne und einem beziehunsweise mehreren schalenartig angeordneten mehr oder weniger lückenhaft erhaltenen Gesteinsmänteln und einer bis zu wechselnder Höhe des Hanges hinaufziehenden Schutthalde (Abb. 5). Der Ausgangspunkt dieser heute vorliegenden Form ist ein von einem voll-

ständigen Mantel umhüllter Kern ohne Schutthalde. Wir können heute, wie bei der Beschreibung der tallosen Berge gezeigt worden war, die Ausgangsform durch Ergänzung des Mantelde fekts wiederherstellen (Abb. 5). Der Zerstörungsprozeß, der die ursprüngliche Form in die heutige übergeführt hat, hat hauptsächlich die Gesteinsmäntel oder Schalen, in weit geringerem Maße aber den Kern ergriffen. Er kann deshalb als Abschälungsvorgang bezeichnet werden. Die Kräfte, welche heute an den Bergen ihre zerstörende Wirkung ausüben, sind die Erosion und die Abtragung. Über die Erosion, deren Ziel eine tiefgehende Zerschneidung, nicht aber eine Abschälung des Berges ist, war bereits gesprochen worden. Ihre Wirksamkeit hat überall nur Anfangsstadien aufzuweisen und hat den Bergen nicht ihr Gepräge gegeben. Hinsichtlich der Abtragung waren wir zu dem Ergebnis gekommen, daß sie wesentlich in der Form des Erdfließens abläuft. Die Angriffsflächen der Verwitterung und Abtragung sind die Gipfelflächen und die Mantelköpfe.

Der Abschälungsvorgang.

Da der Mantel ursprünglich den ganzen Berg umhüllte, muß die Abtragung allein von der Gipfelfläche ausgegangen sein. Die geringere Erhaltung des Mantels beweist, daß von einem gewissen Zeitpunkt an die Abtragung des Mantels intensiver vor sich gegangen ist als die der Gipfelfläche, und daß von diesem Zeitpunkte an die Differenzierung in zwei Verwitterungsbezirke datiert. Die Entwicklung von der Ausgangsform (Abb. 11a) zu der heute vorliegenden e muß demnach Stadien wie sie die Abbildungen b und c darstellen, durchlaufen haben. Weiter lehrt die ungleichmäßige Erhaltung des Mantels, seine Lückenhaftigkeit und der wechselnde Abstand des Schalenkopfes und der Gipfelfläche (e), daß der Abschälungsprozeß nicht allein in einer allmählichen Erniedrigung des Mantels besteht, sondern an verschiedenen Punkten des

Abb. 11.



Mantels verschieden intensiv abläuft, daß also zwischen die Stadien c und e eine Zwischenform d einzuschalten ist.

Darnach gliedert sich unser Versuch, die Form der tallosen Berge mittels der Ergebnisse über die Abtragung zu entwickeln in zwei Aufgaben. Es sind zu untersuchen erstens die Ursache des allgemeinen Verlaufes der Abschälung und zweitens die Ursache der Unregelmäßigkeit ihres Ablaufes. Um die Aufgabe einfacher zu gestalten, wird zunächst vom Verbleibe der abgetragenen Bodenmassen, die den Fuß der Berge vielfach verhüllen, abgesehen und dieser späterer Besprechung vorbehalten. Man denke sich also allen abgetragenen Schutt entfernt und betrachte auf den Abbildungen die Grundlinie am Fuße des Berges schlechthin als Denudationsbasis.

Allgemeiner Ablauf der Mantelabschälung. Die das schlipfförmige Erdfließen begünstigenden Säume der Gipfelflächen fallen nach früheren Erörterungen in das Gebiet des Gesteinsmantels (Querschnitt Abb. 11 a'). Deshalb erfährt der Mantel von Anfang an durch Schlipfe eine raschere Erniedrigung als die mehr oder weniger ebene Gipfelfläche über dem Kerne, was schließlich einmal zu einem Stadium führt, wo zwischen Mantelkopf und Gipfelfläche ein sichtbarer Höhenunterschied entsteht, der zu einer Stufung des Gehänges und zur Entblößung der Kernoberfläche führt. (b'). Damit ist die Scheidung in zwei Verwitterungsbezirke vollzogen. Die Gipfelfläche verliert dadurch an Areal und empfängt eine entsprechend dem Arealverlust verringerte Benetzungsmenge bei Niederschlägen. Das würde, da ja die Flächeneinheit immer noch dieselbe Niederschlagsmenge erhält wie vorher, für das Eintreten des Erdfließens ohne Belang sein, wenn nicht mit der Arealabnahme eine relative Verringerung des Umfanges, d. h. eine Verlängerung der entwässernden Saumlinie Hand in Hand ginge. Damit vergrößert sich die Abflußmöglichkeit des Bodenwassers, die Entfeuchtung der Erde geht rascher vor sich, die Dauer der Fließfähigkeit nimmt ab, die Abtragung der Gipfelfläche verlangsamt sich.

Umgekehrt wird der ringförmige Schalenkopf in dem Maße, als er durch schlipfförmige Fließvorgänge abwärts rückt, immer weiter, sein Flächeninhalt wird bei gleichbleibender Breite immer größer und wie bei der verkleinerten Gipfelfläche der Umfang relativ größer wurde, so nimmt er hier bei zunehmender Mantelfläche relativ ab. Infolgedessen verteilt sich die proportional mit der Flächenzunahme wachsende Benetzungsmenge nach Durchtränkung des Bodens auf eine relativ kürzere Entwässerungslinie und es wird mehr Wasser im Boden des

Schalenkopfes zurückgehalten. Dazu kommt eine Zunahme der Benetzung durch die von der Gipfelfläche in Rinnen über die freigelegte Kernoberfläche herablaufenden Wasserfäden. Die Grundlagen der Abtragung durch Erdfließen werden immer günstiger, die Abtragung des Schalenkopfes selbst verläuft immer energischer und rascher.

Die Scheidung in zwei Verwitterungsgebiete zieht eine Verlangsamung der Gipfelabtragung und eine Beschleunigung der Mantelabtragung nach sich und dieser Gegensatz verschärft sich mit der Erniedrigung des Mantels in steigendem Maße (c' d').

Da nun der Mantel (infolge der gleich zu besprechenden Unregelmäßigkeit seiner Abtragung) lückenhaft wird oder gar in einzelne Teilstücke sich auflöst[1]), mindert sich die Abtragungsfläche des Mantelkopfes wieder und es verändert sich das Verhältnis zwischen Areal und Umfang in derselben Weise wie bei der Abnahme der Gipfelfläche, der Umfang wächst relativ, die Abtragung des Mantels verlangsamt sich in diesen späteren Stadien wieder, die Mantelform bleibt jeweils länger erhalten (e').

Die Abtragung der tallosen Berge vollzieht sich also infolge der Differenzierung in zwei Abtragungsangriffsflächen durch einen Abschälungsvorgang des Mantels, der langsam einsetzt, später an Intensität zunimmt und von einem gewissen Zeitpunkte an erlahmt. Die wechselnde Geschwindigkeit des Vorganges erklärt ohne weiteres, warum gerade die Anfangsstadien und die fortgeschrittensten im Landschaftsbilde die mittleren überwiegen. Natürlich kann, während ein Mantel so erniedrigt wird, die Abschälung eines zweiten und dritten einsetzen (Abb. 12e), sodaß der Berg jeweils eine Gipfelfläche und mehrere Mantelköpfe besitzt.

Unregelmäßigkeiten im Ablauf der Mantelabschälung. Der Umstand, daß der Zusammenhang der Mäntel jetzt oft durch Lücken an einer oder mehreren Stellen unterbrochen ist, setzt voraus, daß die am Gipfel ringförmig beginnende Abtragung nicht an allen Punkten gleichmäßig fortschreitet. Wo Lücken zwischen den Mantelresten vorliegen, ist die Abtragung rascher vor sich gegangen. Es muß also innerhalb der ringförmigen Mantelkopffläche im Verlaufe der Abtragung nochmals eine Scheidung in mehr und in minderbegünstigte Angriffsstellen erfolgt sein. Nun ist von vornherein nicht an-

[1]) Das Erdfließen kann von diesem Zeitpunkte an außer durch Schlipfe auch kontinuierlich dem Gefälle des lückenhaften Mantelkopfes folgend die Basis erreichen.

zunehmen, daß die Verwitterung des Mantels an allen Punkten gleichmäßig erfolgt. Vielmehr ist das Natürliche, daß Verschiedenheiten der Gesteinszusammensetzung, vielleicht auch Unregelmäßigkeiten der tektonischen Struktur (Kluftlinien, Verrüttungszonen, die öfter beobachtet werden), Unterschiede der Sonnenbestrahlung und der Lage zu den regenbringenden Winden und hieraus folgend der Vegetation die Grundlagen der Verwitterung und Abtragung örtlich in verschiedener Weise beeinflussen. Eine solche beginnende Verschiedenheit der Mantelabtragung ist am Morro da Babylonia zu sehen, wo die Abtragung des zweiten, innern Mantels nur an zwei Stellen sichtbare Wirkungen in Gestalt von Nischen hervorgebracht hat (Taf. 1). Durch solche erste Abtragungsvorgänge erfährt erstens die ringförmige Abtragungstläche des Mantels (die größtenteils noch in Höhe der Gipfelfläche liegt und daher nicht in die Erscheinung tritt) eine Einbuchtung nach unten, der Mantelkopf nimmt also an Fläche zu (Abb. 12b). Nach den bekannten Beziehungen zwischen Areal und Umfang und ihren Folgen tür die Bodenfeuchtigkeit steigert sich die Intensität der Abtragung in noch höherem Maße, als es bei gleichmäßiger Abschälung der Fall ist. Zweitens ist durch diesen Vorgang ein Gefäll von den höher gelegenen Teilen des Ringes nach der Einsenkung entstanden, sodaß ein Teil der Bodenteuchtigkeit dem Gefälle folgt und den Verwitterungsboden in der Lücke durchtränkt. Diese Stelle wird daher von der Abtragung am meisten begünstigt, solange nicht irgend ein anderer Punkt des Mantelkopfes den Vorsprung einholt. Ist das nicht der Fall, so bleibt die Begünstigung hier, bis die Denudationsbasis erreicht ist. Da an Stelle des in der Lücke in Form von Schlipfen ausgetretenen Bodenmaterials neue Fließmassen von beiden Seiten herantreten, werden die benachbarten Strecken entblößt; der bisher unzersetzte Fels wird von der Verwitterung angegriffen und die Lücke wird erweitert. Dadurch wächst wieder das Areal des Mantelkopfes, die Bodenfeuchtigkeit nimmt allgemein und lokal zu, der Abtragungsvorgang wird beschleunigt. Erst wenn die Lücke die Denudationsbasis erreicht hat und vollständig ist, findet eine Verringerung der Mantelkopffläche und damit eine Verlangsamung des Prozesses statt. Die Lückenbildung, ein Teilprozeß innerhalb des Abschälungsvorganges verläuft also in demselben Tempo wie der Vorgang im Allgemeinen, was wiederum verständlich macht, warum die längere Zeit beanspruchenden ersten und letzten Stadien am häufigsten, die mittleren rascher verlaufenden seltener zu beobachten sind. Es ist klar, daß eine Mehrzahl besonders begünstigter Stellen innerhalb eines ausgedehnten

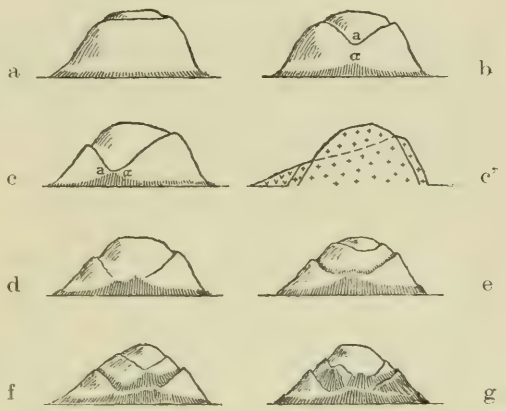
Mantelringes zu komplizierteren, im Prinzipe aber immer gleichen Abschälungsabläufen führen können.

Der Entwicklungsgang, der im Vorgehenden aus der Beobachtung der Formen und der zerstörenden Vorgänge abgeleitet worden war, bezieht sich zunächst nur auf die verbreitetere Form der tallosen Berge, die nicht allzusteilen Kegel mit einigermaßen ausgedehnter Gipfelfläche. Die extreme Form, der Zuckerhut, hat dagegen eine nur sehr kleine Gipfelfläche. Infolgedessen können Pflanzendecke, Verwitterung, Niederschläge, Bodendurchtränkung und Entwässerung nur ganz geringe Beträge erreichen. Daher wird die Scheidung in die beiden Angriffsflächen der Abtragung längere Zeit beanspruchen. Ist aber dieser Punkt der Entwicklung einmal erreicht, so wird die verkleinerte Gipfelfläche umsomehr in der Abtragung zurückbleiben, der Gegensatz zwischen Kern- und Mantelabtragung noch krasser sein als bei den normalen tallosen Bergen. Der Verwitterungsring des Mantels besitzt wegen des geringeren Bergdurchmessers im Vergleiche mit den typischen Kegeln nur ein kleines Areal, eine von der Abtragung bevorzugte Stelle jedoch von Anfang an denselben Umfang wie bei jenen. Sie nimmt also einen größeren Teil der Gesamtfläche ein. Das verschärft den Gegensatz zwischen dem Mantelabschnitt gesteigerter und dem zurückbleibender Abtragung in derselben Weise wie bei der Abtragung im allgemeinen Kern und Mantel sich gegenüberstanden. Der Gesamtvorgang hat also ein Zurückbleiben vom Kern und der einen Mantelhälfte und eine starke Erniedrigung der anderen zum Ziele und führt zu nur halbseitiger Abschälung. Freilich ist beim Zuckerhute die allein auf eine Hälfte beschränkte Abschälung so kraß und der Mantelkopf so steil und scharf abgeschnitten, daß der angenommene Entwicklungsgang allein nicht zur Erklärung der heute vorliegenden Form ausreicht. Denn in dem Maße, als die Ränder der Mantellücke steiler werden, verringert sich die Bodenfeuchtigkeit zugunsten des oberflächlichen Ablaufes und damit die Abtragung durch Erdfließen. Diese würde schon bei einigermaßen steiler Neigung des Mantelkopfes zum Stillstande kommen. Es wäre aber denkbar, daß die Versteilung zu einer Entblößung des Gesteins führen und dieses, wenn sich Vegetation nicht mehr darauf anzusiedeln vermag, allein durch die Sonnenbestrahlung weiterbearbeitet werden könnte. Denn das hindernde Moment der Berieselung, welches die Insolationswirkung an den steilen Felswänden ausschaltete, fehlt hier und es wäre wohl denkbar, daß allmählich durch trockene Verwitterung die senkrechte, Mantelkopffläche entstanden sein könnte, vielleicht unter Mitwirkung einer Gesteinsklüftung oder Verrüttung.

Ablagerung des abgetragenen Verwitterungsbodens.

Die ersten Bodenumlagerungen sind verursacht durch das Ausbrechen fließfähigen Bodens am Saume der Gipfelfläche. Die Fließerde gleitet dann über den steilen Hang und gelangt schließlich an dessen Fuß, wo sie eine kleine Schutthalde aufbaut, die bei gleichmäßiger Abtragung ringförmig um den Berg läuft (Abb. 12a), bei ungleichmäßiger zu lokaler Schuttanhäufung führt. Wenn eine Strecke des ringförmigen Schalenkopfes von der Abtragung begünstigt wird, setzt eine stärkere Schutthaldenbildung (α) unterhalb des Ortes stärkster Abtragung (a) ein, während sie im übrigen Umkreise des Fußes zurückbleibt, weil die Fließerde des Ringrestes jetzt nur noch gelegentlich am Saume ausbricht, in der Hauptsache aber der Neigung nach dem tiefsten Mantelpunkte zu folgt, um von dort als Schlipf abwärtszugleiten (12b). Im weiteren Verlaufe rückt a tiefer und α höher bis zu einem Zeitpunkte, wo Mantelrand und Schutthalde sich berühren (12c und c'). Von da an hört die Abtragung des Mantels bei a auf, weil die Denudationsbasis für diesen Punkt erreicht ist, ein Anwachsen der Schutthalde findet nur noch durch von den Seiten her fließenden Boden statt, der sich nun in kontinuierlichem Fluß abwärts bewegt.

Abb. 12.



Dabei wird die Mantelkopffläche verkleinert und das Gefäll der geneigten Lückenränder verringert, es tritt ein Stadium verhältnismäßiger Ruhe ein (12d). Der periklinale Aufbau der tallosen Berge bewirkt, daß während des Ablaufes der Abschälung des Mantels I eine neue Scheidung am Gipfel in einen weiteren, kleineren Kern und einen nächsten, konzentrischen Mantel II vor sich gehen kann, der in derselben Weise wie der erste abgetragen wird (12e). Für diesen zweiten Prozeß ist nicht mehr der Fuß des Berges die Denudationsbasis, sondern der Mantelkopf I und die Schutthalde (die ihrerseits wieder gleichzeitig durch Bodenfluß eine Erniedrigung erfahren kann). Daher ist der Zeitpunkt bald erreicht, wo die tiefste Stelle des Mantels II die

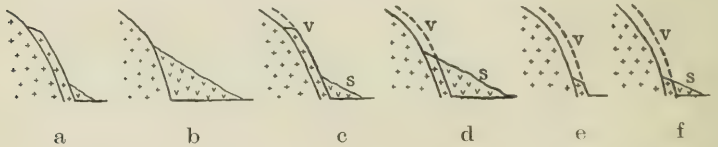
vereinigten Schuttmassen erreicht, der Fließprozeß kontinuierlich wird, und die Abtragung zum Stehen kommt (12f). Die Erniedrigung jedes Mantels kann an mehreren Punkten gleichzeitig vor sich gehen, von jeder der nunmehr zahlreichen Angriffsflächen der Abtragung können gelegentlich Schlipfe austreten und sich an dem Aufbau einer großen gemeinschaftlichen Schutthalde beteiligen, deren Werdegang schließlich nur noch schwer oder garnicht mehr zu erkennen ist (12g). Insbesondere muß, wenn bei zwei benachbarten Bergen die Schuttmassen sich berühren, die Aufhöhung rasch vor sich gehen und die Umhüllung der unteren Hangpartien bald erreicht sein. Dasselbe gilt für die Aufhöhung des Talbodens zwischenzweibe nach barten Höhenzügen, also für das zertalte Gebiet, wo die Schutteinhüllung der strukturbedingten Ausgangsformen den höchsten Grad erreicht und das Landschaftsbild völlig umgewandelt hat.

8. Die Zweiteilung der Landschaft.

Die Verteilung der Schuttmassen.

Die Mantelabschälung der tallosen Berge und ihre Einhüllung durch die abgetragenen Massen ist ein gleichzeitiger Doppelprozeß, der eine Reihe deutlich gekennzeichneter Phasen durchläuft. Geringe Abschälung und geringe Haldenbildung stellen frühe Stadien vor (Abb. 13a), ein stark verschütteter Berg, der nur noch Reste seiner struktur-

Abb. 13.



bedingten Steilwände aufweist, ist als spätes Glied der Formenreihe aufzufassen (13b). Im Gebiet der tallosen Berge kommen solche vorgerückten Grade der Schutteinhüllung so gut wie nicht vor, in der zertalten Landschaft dagegen sind fortgeschrittenste Stadien die Regel.

Dem Massenverluste des Mantels durch die Abtragung entspricht ein Anwachsen der Schutthalde um das gleiche Volumen. Die Struktur gestattet, den Manteldefekt ähnlich wie einen Luftsattel einigermaßen zu schätzen und mit dem Volumen der Schuttmasse zu vergleichen. Beide müssen bei regelmäßigem Ablauf des Prozesses annähernd gleich sein, wie es die Abb. 13c und d veranschaulichen sollen, wo V den Massenverlust des Mantels, S die Schutthalde bezeichnet und wo V = S ist. Wir sehen nun aber die Gesteinswände vielfach unverhüllt von Schutt die Strandebene berühren (13e). Hier erreicht V einen sehr hohen oder maximalen Wert, ohne daß ihm eine Spur von S entspricht. In anderen Fällen (13f) ist der Manteldefekt weit umfangreicher als die Halde, $V > S$. Das heißt, die umgelagerte Verwitterungserde muß ganz oder zum Teil wieder entfernt worden sein.

Der Doppelprozeß kommt zum Stehen, wenn die Denudationsbasis erreicht ist oder wenn der tiefste Punkt der Mantellücke und der höchste des Schuttkegels sich berühren. Die Berührungslinie liegt mehr oder weniger in mittlerer Höhe der Böschung, beziehungsweise mit Berücksichtigung der Fließvorgänge an der Schutthalde etwas tiefer (13d). Bilder wie 13f, wo $V > S$ beweisen, daß nach Erreichung dieser Linie der Prozeß noch bis zu einer zweiten, in einem tieferen Hangabschnitte gelegenen fortgeschritten ist. Das besagt: Infolge der Entfernung einer ersten Schutthalde konnte der Abtragungsprozeß tiefere Hangabschnitte erreichen. Die Schuttentfernung muß also innerhalb des gesamten Abtragungsvorganges, nicht etwa nachträglich erfolgt sein.

Denken wir uns die Berge in ihrem heutigen Zustand von allem Schutt entblößt. Dann würde bei Fortgang der Verwitterung und Abtragung die Abschälung bald wieder eine Haldenbildung nach sich ziehen, die nach einiger Zeit zu erneutem Stehen des Prozesses führen würde, und jeder neuen Entfernung würde nach kurzer Zeit eine neue Haldenbildung folgen. Die Tatsache, daß manche Steilwände das Meeresniveau erreichen, ohne auch nur eine Spur von Schutthalde zu besitzen, beweist, daß die Abräumung innerhalb des Abschälungsvorganges zu verschiedenen Zeiten, also oft oder dauernd vor sich gegangen ist. Wir folgern daraus, daß die Abtragung und die Erosion nicht die einzigen Kräfte waren, die auf der Grundlage des Gebirgsbaues zur Herausbildung der tallosen Berglandschaft geführt haben, sondern daß gleichzeitig ein weiterer Prozeß abgelaufen ist, der den umgelagerten Schutt immer wieder abgeräumt hat.

Im zertalten Gebiete sind trotz des entgegengesetzten Zieles der Erosion große den ursprünglichen Bau fast ganz verhüllende Schuttmassen angesammelt worden. Ein abräumender Prozeß von der Gründlichkeit der im Gebiete der tallosen Berge festgestellten war hier nie im Gange oder ist seit sehr langer Zeit schon zum Stillstande gekommen. Das Vorkommen schuttfreier talloser Berge nahe am Meere besagt, daß der Prozeß entweder noch andauert oder erst vor kurzem aufgehört hat. Die der Küste vorgelagerten Inseln, die denselben Aufbau und die gleiche Gestalt besitzen und den gleichen Verwitterungs- und Abtragungsvorgängen unterliegen wie die tallosen Berge, sind so gut wie frei von Schutthalden und tragen eine Decke von Verwitterungslehm nur auf den Gipfelflächen und den in Verwitterung begriffenen Gehängeteilen. Man trifft hier Lehm nur spärlich, nur am Orte der Entstehung oder höchstens nach ganz kurzer Wanderung an, größere Schuttmassen an sekundärer Lagerstätte aber fehlen. Andere tallose Berge und zwar die dem Meeresstrand etwas entrückteren, dazu die Südwand des Corcovado nehmen eine Mittelstellung ein zwischen den stark verschütteten im zertalten Gebiet und den meernahen unverschütteten. Bei letztgenanntem Berge beweist der die Schutthalde an Masse übertreffende Manteldefekt, daß hier eine Abräumung einmal vor sich gegangen ist, die immerhin beträchtliche Schuttmenge aber besagt, daß entweder auch hier die Abräumung zum Stehen gekommen ist, oder daß die Aufschüttung jetzt größer als die Verminderung durch Abräumung ist. Jedenfalls geht aus dem ungleichen Grade der Schuttumhüllung hervor, daß der abräumende Vorgang örtlich mit verschiedener Intensität wirksam gewesen ist. Die Verteilung der Schuttmassen über das Gelände ist zusammengefaßt folgendermaßen angeordnet:

Inseln Tallose Berge am Meer	kein Schutt
Tallose Berge an der Strandebene, meernah	wenig Schutt
Tallose Berge an der Strandebene, meerfern (Corcovado)	mäßig viel Schutt
Berge im zertalten Gebiete	sehr viel Schutt

Hieraus spricht eine Gesetzmäßigkeit, der Schutt nimmt landeinwärts zu. Die Zunahme der Aufschüttung nach dem Lande zu, kann entweder beruhen auf einer örtlichen Abstufung der Intensität der Abräumung oder auf einem zeitlich abgestuften Zumstehenkommen dieses Prozesses, der in Meernähe noch anhält, in Meerferne vor immer

längerer Zeit aufgehört hat, beziehungsweise überhaupt niemals wirksam war. In jedem Falle verursacht eine vom Meere abhängige Kraft die Abräumung. Als solche entfernende Kräfte kommen in Frage die Brandung, welche die Schuttmassen aufarbeitet, und Strömungen, die das aufgearbeitete Material entfernen. Ihrer Einwirkung kann eine Küstenlinie entrückt werden durch Landzunahme auf Kosten des Meeres. Indem bei weiterer Landzunahme auch die folgende die erste ablösende Küstenlinie dem Meere entrückt wird, stufen sich die Anteile der ursprünglichen Bearbeitung durch das Meer und der darauf folgenden durch die Kräfte des Landes ab. Und so fort bei weiterem Landzuwachs. Eine Landzunahme auf Kosten des Meeres in diesem Gebiete würde die abgestufte Schuttverteilung erklären. Im meerfernen zertalten Gebiete, das vielleicht niemals von der Brandung und Strömung erreicht wurde, konnte sich der Schutt schrankenlos ansammeln und zur Verhüllung der ursprünglichen Strukturformen bis auf Spuren führen. Die mäßig meernahe Südwand des Corcovado hat lange aufgehört, Küste zu sein, daher seit langer Zeit ungestörte Ansammlung von Verwitterungsschutt. Die tallosen Berge, die an die Strandebene stoßen und erst später dem Meere entrückt wurden, werden nur in mäßigem Umfange von Schutthalden umhüllt, die an das Meer stoßenden aber und die Inseln unterliegen noch heute der Meeresbearbeitung und sind daher frei von Schutt.

Anzeichen einer negativen Niveauverschiebung. Eine Landzunahme auf Kosten des Meeres wird für eine große Strecke der brasilischen Küste allgemein angenommen (siehe Berghaus Atlas der Geologie) und ist im besonderen im besprochenen Gebiete aus mancherlei Anzeichen zu ersehen. Solche sind die Strandebenen im Meeresniveau, die Lagunen und Nehrungen und die Verlandung von Buchten. Die Landzunahme kann hervorgerufen sein durch Anschwemmung seitens der südwärts gerichteten Küstenströmung allein ohne Lageverschiebung des Meeresspiegels oder auch unterstützt durch eine negative Niveauverschiebung, die sowohl ein direktes Landfestwerden durch Rückzug des Meeres verursachen, als auch mittelbar die Küstensedimente im seichter werdenden Wasser zum Absatz zwingen kann. Die Landzunahme erfolgt eines Teils in Längsausdehnung und Streifenform. Dahin gehören die Nehrungen, die Buchten oder Strandseen abschließen. Lagõa und Restinga sind an dieser Küste ebenso geläufige Begriffe wie Haff und Nehrung an der Ostseeküste. Ferner ausgedehnte Strandebenen, die ein wichtiges Glied der Küstenlandschaft ausmachen, das Beiramar, von dem man zur Serra, dem Gebirgsabfall des Alto, der Hochfläche oder dem Bergland aufsteigt. Zum andern Teile erfolgt die Landzunahme flächenhaft durch Verlandung von Buchten, die in verschiedenen Graden zu beobachten ist. Die Bucht von Rio de Janeiro,

deren Grenzen tief in das Land einschneiden, befindet sich erst im Anfangsstadium der Verlandung, die Santosbucht in fortgeschrittenerem, während die der Sernambitibabucht fast abgeschlossen ist. In diesen Buchten ist auch das Landfestwerden von Inseln zu beobachten, deren Mangel an Schuttumhüllung auf eine erst wenig weit zurückliegende Meeresbedeckung hinweist.

Die Bildung von Nehrungen und Lagunen besagt noch nichts über das Vorliegen einer Niveauverschiebung. Wenn aber tiefe Buchten von der Landseite her allmählich ausgefüllt werden, und zwar nicht durch Flüsse, die hier der meernahen Wasserscheide wegen nur unbedeutend sind — dann ist die Wahrscheinlichkeit der Verlandung infolge Küstenhebung größer als die einer Landzunahme durch die Strömung allein. An der Bucht von Sernambitiba kann man den Verlandungsvorgang noch verfolgen, denn in der großen mangrovebedeckten Fläche sind zwei Lagunen und zwei Nehrungen noch deutlich

Abb. 14.

a b c

zu erkennen (halb schematische Abbildung 14). Der heutige Zustand ist folgendermaßen herbeigeführt worden: a) Die Bucht war von Meer erfüllt, enthielt Inseln und war durch eine Nehrung von der offenen See abgeschlossen. b) Das Meer zieht sich infolge negativer Nive uverschiebung zurück, die Nehrung wird dem neuauftauchendem Strande angefügt, die Inseln werden landfest, die Lagune schrumpft zum geschlossenen Strandsee ein, eine neue Nehrung verschließt die Bucht. c) Der weitere Rückzug des Meeres vergrößert die Strandebene, macht die zweite Nehrung landfest und läßt die parallelen Seen weiter einschrumpfen. Eine weitere Nehrungsbildung findet nicht mehr statt.

Auf eine relative Hebung der Küste scheint auch die kleine Insel Lage am innersten Eingange der Bucht hinzuweisen, deren ebene glatte Oberfläche den Eindruck einer Abrasionsfläche macht. Möglicherweise hat auch die Ilha fiscal auf diese Weise ihre Gestalt erhalten.

9. Rück- und Ausblick.

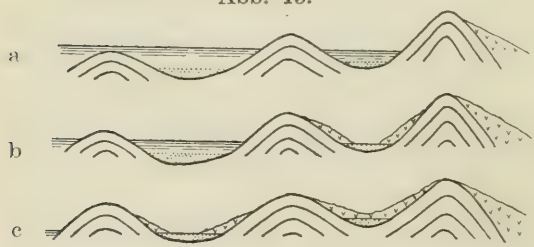
Wir haben versucht aufzuhellen, inwieweit die eingangs beschriebenen eigenartigen Formen der Landschaft durch die heute zu beobachtenden zerstörenden Kräfte erklärt werden können und kamen dabei zu dem Ergebnis, daß für die Gestalt der einzelnen Formen hauptsächlich zwei Faktoren wesentlich sind, einmal Verwitterung

und Abtragung, dann der ein für allemal gegebene Aufbau und die Struktur der Berge. Die in dieser Gegend herrschende zu tiefgründigem, einer starken Wasseraufnahme fähigen lehmigen Boden führende Verwitterung bewirkt, daß die Abtragung wesentlich unter dem Bilde des Erdfließens abläuft und weist außerdem der Entwässerung einen Weg, auf dem die Bewegung des ablaufenden Wassers vorwiegend auf flächenförmig und innerhalb des Bodens und in geringerem Maße linienhaft oberflächlich erfolgt. Daher geht die Umlagerung des verwitterten Gesteins in erster Linie durch massentörmige flächenhafte Bodenbewegungen vor sich und nur untergeordnet durch fließendes Wasser. So erklärt sich der verhältnismäßig geringe Grad der Zerschnittenheit, die geringe Dichte an Erosionstälern, die schwache Entwicklung der Talnetze und das Vorherrschen massiger, gerundeter Formen. Der zweite Faktor, die Gesteinsstruktur, beeinflußt die Formenveränderung in mehrfacher Weise. Infolge des periklinalen Aufbaus bieten die Berge der Verwitterung an allen Punkten ihres Umfanges eine mehr oder weniger gleich beschaffene Angriffsfläche, sodaß die flächenhafte Abtragung gleichmäßig verteilt wirkt. Daher bleibt trotz erheblicher Massenverringerung die ursprüngliche Gestalt der Berge erhalten, die jeweiligen Stadien der Formenreihe sind immer einander ähnlich. Die Steilheit der Strukturflächen aber bewirkt wegen ihrer Folgen für Pflanzenwelt und Verwitterung, daß die Abtragung der Gesamtoberfläche eine Scheidung erfährt in eine Fläche minimaler Abtragung, die steilen Gehänge und eine solche maximaler, die Gipfelflächen. Darauf gründen sich mehrere Eigenschaften der Berglandschaft. Das nahe Nebeneinander tiefgelockerten, lateritischen, echt tropischen Verwitterungsbodens und nahezu unzerstörten Felses von sozusagen glazialem Habitus und als Folge der Bedingungen für Entwässerung und Erosion die Rinnen der tallosen Berge. Endlich bewirkt in Verbindung mit dem Böschungsgrade die schalige Struktur der Berge, daß die Fläche maximaler Abtragung bald in zwei Bezirke geteilt wird, die Gipfelfläche und die Mantelkopffläche, deren auf Ungleichheiten der Bodenneigung und Durchfeuchtung beruhende ungleiche Verwitterung die äußerliche Scheidung in Kern und Mantel, die Abtragung unter der Form einer Abschälung nach sich zieht. Demnach können die Formen der tallosen Berge mit den wesentlichsten Einzelerscheinungen aus Struktur und den heute wirksamen Vorgängen abgeleitet werden.

Um die ungleichmäßige Anhäufung des Abtragungsschuttes und die daraus folgende Beschränkung des Formentypes der tallosen Berge

auf die Küste im Gegensatz zu der küstenferneren zertalten Landschaft zu verstehen, durften wir uns nicht auf die Gegenwart beschränken, sondern mußten eine größere etwas zurückliegende Zeitspanne ins Auge fassen. Indem wir aus den hinterlassenen untrüglichen Zeichen die Wirksamkeit einer Niveauveränderung erschließen konnten, die bis in allerjüngste Zeit angedauert hat, ja wahrscheinlich noch jetzt am Werke ist, wurden uns neue gestaltende Kräfte bekannt, die neben den klimatisch bedingten an der Bearbeitung der Landschaft tätig sind, beziehungsweise waren. Da sie örtlich beschränkt und an den Küstenstrich gebunden sind, summiert sich ihre Wirkung mit denen der allgemein verbreiteten und muß daher hier zu einem anderen Ziele führen als weiter landeinwärts erreicht wird. Die negative Niveauverschiebung ist also der Grund, warum die tallosen Berge keine allgemein im Küstengebirge verbreiteten Formen sind und warum sie nur einem schmalen Küstenstreifen das Gepräge geben. Indem die Verschiebung außerdem zur Entstehung von Strandebenen führt, fügt sie ein drittes Glied zwischen die beiden Hauptglieder der Landschaft. Der Umstand, daß die Küstenveränderung sich nachweislich über einen längeren Zeitraum erstreckt (das beweisen die allmählich verlandenden Buchten), gestattet einen weiteren Einblick in die Entstehung des Landschaftsbildes. Die landeinwärts gerichtete allmähliche Zunahme der Schuttumhüllung der Berge lehrt, wie das Meer allmählich gewichen ist, wie die jeweiligen Küstenstriche sich nach und nach landeinwärts schoben und wie das Land den an das Meer gebundenen abräumenden Kräften mehr und mehr entrückt wurde. Zu einem Zeitpunkte wo die Corcovadosüdwand noch ans Meer stieß und die Botafogoebene Meeresgrund war, muß die Reihe der tallosen Berge nahezu unverhüllt von Schutt als eine brandungsumsäumte Inselkette aufgeragt haben, ähnlich wie heute Comprida und Paý-Mai, und wird die weit draußen liegende Raza wohl noch als Bank unter dem Meeresspiegel gelegen haben (Abb. 15a). Wenn Bänke von geringem Umfange auftauchen und zu Inseln werden, so durchlaufen sie, bevor sie den zerstörenden Kräften des Landes an-

Abb. 15.



heimfallen eine Phase, wo sie allein durch die Brandung bearbeitet und bei genügend langer Dauer zu Abrasionsflächen abgeschliffen werden. Davon zeugen vermutlich die Inselchen Lage und Ilha fiscal in der Bucht. Umgekehrt gestattet die berechtigte Annahme einer noch andauernden Niveauverschiebung einen Blick in die Zukunft (Abb. 15c, b stellt den heutigen Zustand dar). Die heutigen tallosen Berge sind noch nicht lange dem Meere entrückt und weisen daher noch ihre eigenartige Form auf. Sie grenzen aber zum größten Teil an die Strandebene, auf der sich der abwandernde Verwitterungsschutt unvermindert ablagert und den Aufbau allmählich hoch anwachsender Schutthalden gestattet. Ihre jetzige Gestalt ist daher nur eine vorübergehende und es wird schließlich ein Zeitpunkt kommen, wo sie wie die landeinwärts gelegenen Berge nahezu ganz von Schutt eingehüllt werden, wo mit der Verhüllung der ursprünglichen Form auch die dieser angepaßte Abtragung und Entwässerung sich ändert, und der Anblick der Bergreihe dem des zertalten Gebietes immer ähnlicher wird. Die heute draußen liegenden Inselreihen aber können bei anhaltender Küstenveränderung weiter heraustauchen und durch Strandebenen landfest gemacht denselben Entwicklungsgang durchlaufen wie die heute tallose Reihe vom Zuckerhut bis zum Cabritos, die dann dem zertalten Gebiete völlig angegliedert sein wird.

Wie kommt es nun, daß die einst sedimentbedeckten granitischen Faltenkerne der Ausgangspunkt der zu den tallosen Bergen führenden Abtragung, heute in ihrer ursprünglichen Gestalt gleichsam herauspräpariert zutage liegen? Und wie ist es zu verstehen, daß das Erosionstalnetz in Übereinstimmung und Harmonie mit diesen in der Tiefe der Erdrinde gebildeten Formen steht, die Haupttäler also auf Synklinalen verlaufen, die Nebentäler der Abdachung der Falten folgen? Es ist klar, daß solche grundlegende Fragen endgültig erst erörtert werden können, wenn die morphologischen und geologischen Kenntnisse vom Lande im weiteren Umkreise eine gewisse Vollständigkeit erreicht haben, von der sie jetzt noch weit entfernt sind. Trotzdem sei es gestattet, bei einem allgemeinen Überblick über die Entstehung des Lanschaftsbildes wenigstens nach einem Wege zu suchen, der eine Lösung ermöglicht.

Gehen wir von der Entwicklung des Talnetzes aus und nehmen wir als den nächstliegenden Fall an, die Täler wären auf dem die Granitkerne bedeckenden Sedimentmantel angelegt worden. Da sie der strukturbedingten heutigen Oberfläche genau angepaßt sind, in keiner Weise mit der Struktur in Widerspruch stehen, kurz keinen epigene-

tischen Charakter aufweisen, so muß gefordert werden, daß die Oberfläche des Sedimentmantels der der Faltenkerne entsprochen und deren Höhen und Tiefen annähernd wiedergegeben habe, sodaß sich das auf der Sedimentdecke angelegte Talnetz auf den Kern projizieren konnte. Das wäre nur bei einer verhältnismäßig wenig mächtigen Sedimentdecke möglich, denn wäre sie sehr mächtig, so würden bei der erforderlichen Tiefenerosionsleistung die Täler auch eine entsprechende Aufzweigung und Rückwärtsverlegung des Quellgebietes aufweisen, die längst zu einer Veränderung der ursprünglichen Wasserscheiden und einer weitgehenden Zerschneidung der Berge geführt hätten, Vorgänge, die auch auf die Faltenkerne projiziert worden wären. Das ist nicht der Fall, folglich können die Täler nicht auf einer übrigens auch aus geologischen Gründen unwahrscheinlichen Sedimentdecke geringer Mächtigkeit angelegt sein. Dazu kommt, daß das Küstengebirge — und folglich mit großer Wahrscheinlichkeit auch die einstige Sedimentdecke — nachweislich von tektonischen Störungen betroffen worden ist, die an der Oberfläche sicher einen Einfluß auf das hydrographische Netz in einer von der einfachen Projektion abweichenden Richtung ausgeübt hätten.

Hätte ursprünglich aber ein mächtiger Sedimentmantel die Falten des Tiefengesteins umhüllt, so wäre es ein unwahrscheinlicher Zufall, wenn die Zerschneidung der vom Kern in diesem Fall viel unabhängigeren Sedimentoberfläche zur Entwicklung von Talnetzen geführt hätte, die mit den Strukturformen der erst spät erreichten Unterlage harmonierten, ja es wäre geradezu unmöglich, daß im Laufe der vorauszusetzenden langen Abtragungsperiode ein so wenig entwickeltes, der Aufzweigung noch „jugendliches" Talnetz entstanden sein sollte.

Es bleibt nun nur noch eine Möglichkeit, die man sofort als nächstliegende heranziehen würde, wenn die Berge nicht eben aus einem eine Sedimentdeckung erfordernden Tiefengestein beständen, nämlich die Annahme, das Talnetz sei unmittelbar auf der krystallinischen Oberfläche angelegt worden. Das setzt voraus, daß das Gestein ohne eine Sedimentdecke an die Oberfläche trat, und dieser Fall ist nur so denkbar, daß submarines Faltenland allmählich in einem solchen Tempo aufstieg, daß die zerstörenden Kräfte an der Küste genügend Zeit hatten, den Sedimentmantel im jeweiligen Küstenstrich restlos zu entfernen. Bei einem einigermaßen bedeutenden Härteunterschied — und einen solchen können wir voraussetzen — wäre es in solchem Falle möglich, daß die Faltenkerne aus der Sedimentdecke herauspräpariert werden könnten. Sie würden dann in ihrer Urform oder wegen der

Struktur in einer dieser immer ähnlichen Form an die Oberfläche gelangen, wo die sofort einsetzende Zertalung sich der Oberfläche anpassen und zur Entwicklung eines Talnetzes führen würde, daß scheinbar paradoxerweise dem Bau eines Tiefengesteins entspricht. Für diese Hypothese spricht, daß das wesentlichste Moment, das langsame Aufsteigen aus dem Meere für eine Spanne der Vergangenheit nachgewiesen ist, und daß andere Tatsachen sich gut mit ihr vereinigen lassen. Das dem Küstenstriche zugehörige weitere Binnenland ist noch zum großen Teil sedimentbedeckt, die Küstenzone krystallinisches der Sedimentdecke beraubtes Faltenland. Wir wissen nun, daß einige der der brasilischen Küste vorgelagerten Korallenriffe auf einer Sedimentunterlage aufgebaut sind (Abrolhos). Stellen wir uns nun vor, sedimentbedecktes krystallinisches Faltenland, das zur Hälfte unter das Meer untertauchte, würde langsam gehoben, wobei in der besprochenen Weise der krystallinische Kern im Küstengebiete freipräpariert würde, dann würde nach einiger Zeit die Gliederung in sedimentbedecktes Binnenland, einen entblößten Küstenstrich und in die noch sedimentbedeckte Fläche unter dem Meeresspiegel sich herausbilden, die an der brasilischen Küste heute vorliegt. Stiegen die Riffe noch weiter empor, so könnte schließlich auch ihr krystallinischer Kern freipräpariert über den Meeresspiegel auftauchen und von Tälern zerschnitten werden, die der Oberfläche des Tiefengesteins angepaßt sind und bei Voraussetzung der gleichen Struktur könnte der sedimentfreie Küstenstrich durch Anfügung einer neuen tallosen Berglandschaft verbreitert werden.

Was die Verbreitung der periklinalen Struktur im brasilischen Berglande und im Zusammenhange damit des Typus der tallosen Berge als Stadium einer Entwicklungsreihe anlangt, so sei an einige andere Bergformen erinnert, die den von uns besprochenen äußerlich ähneln. Dahin gehört der sogenannte falsche Zuckerhut am äußersten Eingange der Bucht von Rio, ferner die so sonderbaren Felsformen des Orgelgebirges und die erwähnten rinnenzerschnittenen Felsen im Innern des Hochlandes, deren Untersuchung und Vergleichung mit unseren tallosen Bergen noch aussteht. Sollte sich eine Verwandtschaft herausstellen, so würde diese Tatsache neues Licht auf die Entstehung des Küstengebirges im Sinne der vorherigen Hypothese werfen. Die landeinwärts gelegenen wären dann letzte Zeugen einer ehemals ausgebreiteten Landschaft, die aus tallosen Bergen hervorgehend in den Zustand der Zertalung allmählich übergeführt worden ist, so

wie es im zertalten Abschnitte unser enger begrenzten Gegend die Corcovadospitze ist.

Neben der angenommenen submarinen Sedimententblößung des krystallinischen Gebirges an der Küste geht eine solche durch die zerstörenden Kräfte des Landes einher. Bei jener wird das krystallinische Gebirge der Struktur und dem Aufbau entsprechend herauspräpariert, bei dieser nimmt die linienförmig wirksame Erosion nur geringe Rücksicht auf den Bau des Kernes, die Täler werden epigenetisch. Das ermöglicht auch in später Abtragungsphase den Ausgangspunkt — ob submarin, ob subaërisch — unter Umständen noch festzustellen, insbesondere würde die genaue Aufnahme und ein eingehendes Studium ermöglichen können, die Grenze zwischen dem von alters landfesten Binnenlande und dem erst spät aufgetauchten Küstenstreifen, das heißt die älteste Küstenlinie wieder aufzufinden.

Erläuterung zu Tafel 1.

Blick vom Zuckerhut (395 m) nach Westen bis Südwesten.

Im Vordergrunde und links die Reihe der tallosen Berge, getrennt vom Meere durch die sichelförmige Strandebene von Copacabana und vom zertalten Gebiete (rechts) durch die Botafogoebene mit der Freitaslagune (im Hintergrunde eben sichtbar). Vorn der Penedo da Urca (220 m), links der Morro da Babylonia (230 m), dahinter der Morro de São João (240 m), ganz rechts die Zinne des Corcovado (704 m), und die steile Südwand dieses Bergzuges. Urca und Babylonia zeigen die schalenförmige Struktur, die Scheidung der Oberfläche in Gipfelfläche, Mantelkopf und kahle Steilwand, die Tallosigkeit und die Streifung der Felswände durch zahlreiche Entwässerungsrinnen.

Am Morro da Babylonia im Vordergrunde kein Schutt, am Nordhange (etwa Mitte des Bildes) schwach ausgebildete Schutthalde. Der Morro de São João ist etwas, die Südwand des Corcovado erheblich stärker von Schutt eingehüllt.

Auf den Ebenen die entlegenen Stadtteile Botafogo und Copacabana.

Erläuterung zu Tafel 2.

Blick von der Corcovadozinne (704 m) nach Osten bis Südosten.

In der Mitte der innerste Eingang zur Bucht mit dem Zuckerhute (395 m), rechts davon das offene Meer, links die Bucht von Rio de Janeiro, im Vordergrund die Botafogoebene.

Parallele nordostsüdwestlich streichende Gebirgszüge, in deren Verlängerung Inseln liegen (die Linie Falscher Zuckerhut-Raza ist bis zu den Inseln Paý-Mai ganz draußen sichtbar). Zwischen den Zügen Strandebenen und Lagunengelände

Die nördlichste Kette, deren Südhang links sichtbar ist, ist der Corcovado-Cariocazug, ihm gegenüber ist jenseits der Botafogoebene ein Teil der tallosen Berge sichtbar: Zuckerhut, breit davorliegend Penedo da Urca (220 m), rechts davon Morro da Babylonia (230 m), und Morro do São João (240 m).

Im Buchteingange die flache Klippe Lage.

Deutlich zu erkennen ist die Scheidung des Zuckerhutes in Kern und unvollständig erhaltenen Mantel, ferner die Schuttfreiheit der meernahen tallosen Berge und die beginnende Schutteinhüllung der meerferneren.

Blick vom Zuckerhut (395 m) nach Westen bis Südwesten.

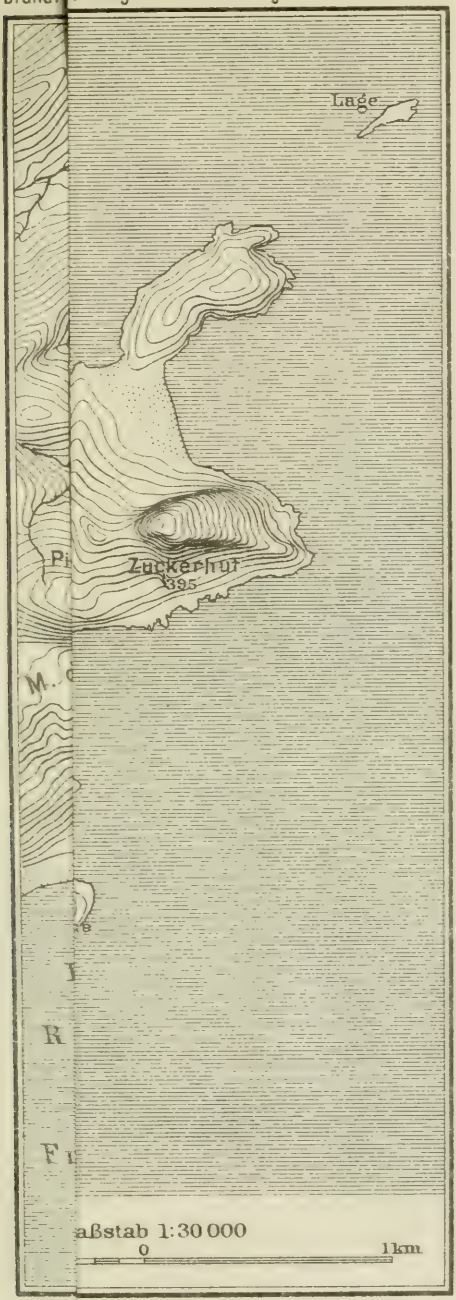
Verlag: L. Friederichsen & Co., Hamburg. Lichtdruck von Knackstedt & Co., Hamburg.

Blick von der Corcovadozinne (704 m) nach Osten bis Südosten.

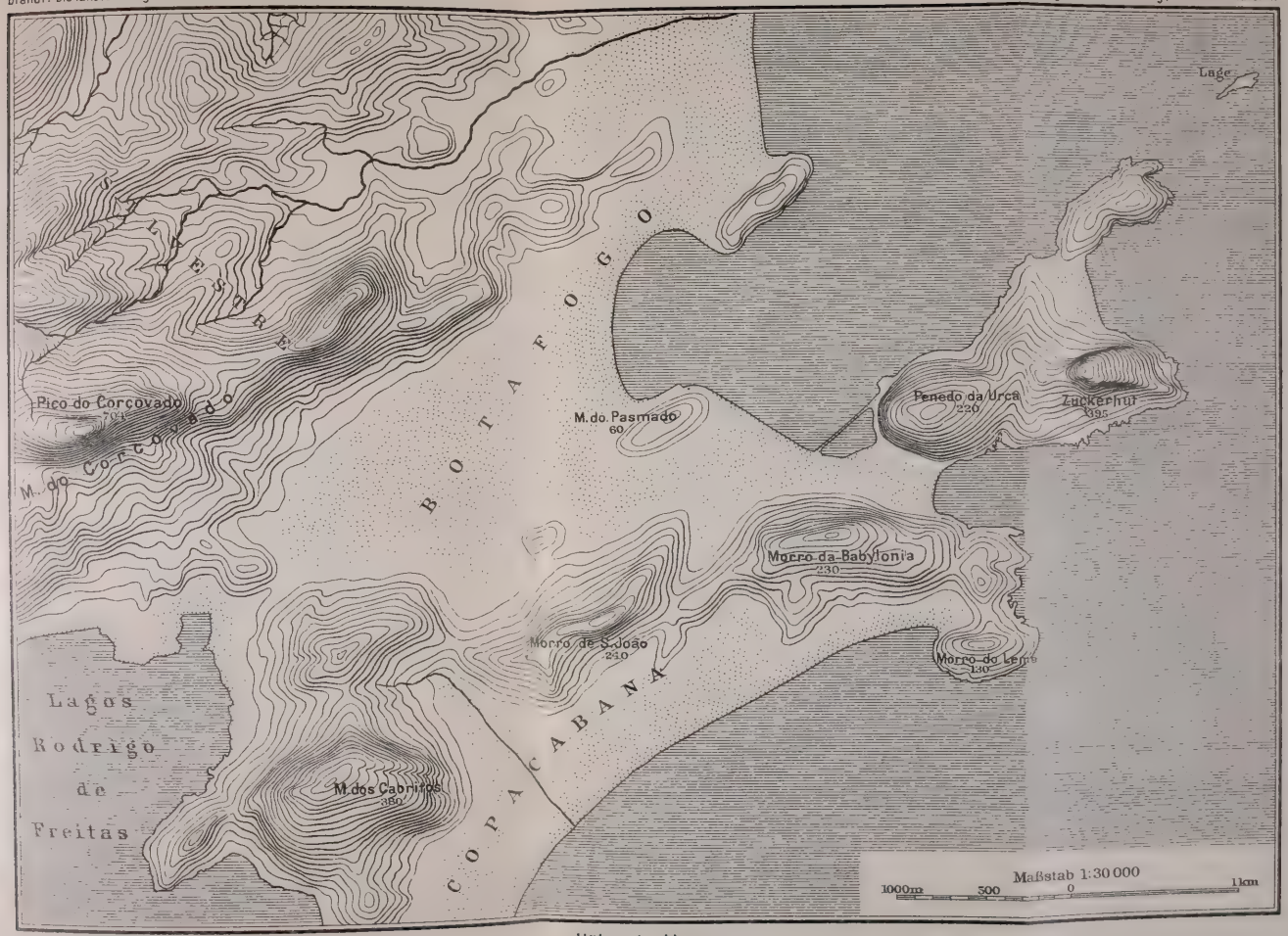
Verlag: L. Friederichsen & Co., Hamburg. Lichtdruck von Knackstedt & Co., Hamburg.

Nordabhang des Morro de São João (240 m)
von der Botafogoebene aus gesehen.
Scheidung des Berges in Kern und zwei verschieden weit abgetragene Mäntel.
Bewaldete Gipfelfläche und Mantelköpfe,
kahle, durch Rinnen gestreifte Steilhänge.
Bodenschlipfe am Rande der Verwitterungsflächen,
Verhüllung des Fußes durch Abtragungsschutt.

Verlag: L. Friederichsen & Co., Hamburg. Lichtdruck von Knackstedt & Co., Hamburg.



Verla



Höhen in Metern

Verlag: L. Friederichsen & Co. Hamburg.

PLEASE DO NOT REMOVE
CARDS OR SLIPS FROM THIS POCKET

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY

BRIEF
GB
0016411

UTL AT DOWNSVIEW
D RANGE BAY SHLF POS ITEM C
39 09 12 15 11 008 5